



Accrétions continentales en Asie centro-orientale : évolution géodynamique et structurale du Tianshan et du Junggar oriental (nord-ouest Chine) au Paléozoïque.

Sébastien Laurent-Charvet

► To cite this version:

Sébastien Laurent-Charvet. Accrétions continentales en Asie centro-orientale : évolution géodynamique et structurale du Tianshan et du Junggar oriental (nord-ouest Chine) au Paléozoïque.. Géologie appliquée. Université d'Orléans, 2001. Français. NNT : . tel-00001909

HAL Id: tel-00001909

<https://theses.hal.science/tel-00001909>

Submitted on 23 Jan 2003

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

THÈSE PRÉSENTÉE À L'UNIVERSITÉ D'ORLÉANS
POUR OBTENIR LE GRADE DE
DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ D'ORLÉANS

Discipline : Sciences de la Terre et de l'Univers
Spécialité : Géologie Structurale et Géodynamique

Par

LAURENT-CHARVET Sébastien

**Accrétions continentales en Asie
centro-orientale :
évolution géodynamique et structurale
du Tianshan et du Junggar oriental
(nord-ouest Chine) au Paléozoïque**

Soutenue publiquement le 14 décembre 2001 devant le jury composé de :

M. Jacques CHARVET	Professeur, Université d'Orléans	Président
M. Georges MASCLE	Professeur, Université de Grenoble	Rapporteur
M. Patrick MONIÉ	Chargé de recherche, CNRS Montpellier	Rapporteur
M. François LEFEUVRE	Directeur de Recherche, Orléans	Examineur
M. Liangshu SHU	Professeur, Univ. de Nanjing (Chine)	Examineur
M. Damien DELVAUX	Chercheur, Musée d'Afrique Centrale Tervuren (Belgique)	Examineur

Accrétions continentales en Asie centro-orientale : évolution géodynamique et structurale du Tianshan et du Junggar oriental (nord-ouest Chine) au Paléozoï que

Par Sébastien Laurent-Charvet

RÉSUMÉ

En Asie centro-orientale (Xinjiang nord), l'orogène paléozoï que du Tianshan sépare les blocs du Tarim et du Junggar. Trois unités y sont distinguées : le Tianshan sud, constitué de nappes gneissiques et ophiolitiques siluriennes ; le Tianshan central, caractérisé par un arc volcanique ordovicien et des flyschs siluriens sur un socle protérozoï que ; le Tianshan nord, représenté par un arc volcanique calco-alcalin dévono-carbonifère.

L'étude structurale du Tianshan centro-occidental et de la bordure orientale du Junggar a permis de préciser la chronologie et la cinématique des déformations responsables de la structuration paléozoï que controversée de cette région. A part une phase de déformation anté-sinienne D1 reconnue dans le socle protérozoï que des Tianshan sud et central, trois déformations ont été distinguées. La première, D2, à vergence nord, est considérée comme contemporaine de la mise en place des ophiolites de Mishigou au nord du Tianshan central et des ophiolites de Kumux dans le Tianshan sud. L'âge de D2, compris entre le Dévonien moyen et le Dévonien supérieur, est contraint par les âges (Dévonien inférieur) des mélanges et par la discordance du Carbonifère inférieur. Une déformation D3, d'âge Carbonifère moyen-supérieur, est divisée en deux stades : le premier, à vergence sud, est observée le long de la limite entre le Junggar et le bloc Sibérie ; le second, à vergence nord est responsable du développement de plis et de chevauchements dans l'unité du Tianshan nord. Elle serait contemporaine de l'accrétion du bloc du Junggar avec l'arc du Tianshan nord. Enfin, une phase décrochante D4 a affecté tout le pourtour du bassin du Junggar entre 290 et 245 Ma. Dextre dans tout le Tianshan, elle est globalement senestre dans l'Altay chinois et accommode les rotations relatives des blocs du Junggar, du Tarim et de l'Eurasie.

En conclusion, les nouvelles données structurales et géochimiques exposées dans ce travail sont synthétisées dans un modèle géodynamique retraçant l'histoire de cette région de l'Asie entre le Cambrien et le Permien, marquée par l'accrétion successive des blocs continentaux et des arcs impliqués.

Mots-clés : accrétion continentale, Paléozoï que, Tianshan et Junggar, Asie centrale, tectonique, géodynamique

Continental accretions in eastern central Asia: geodynamic and structural evolution of Tianshan and eastern Junggar (NW China) during the Palaeozoic

By Sébastien Laurent-Charvet

ABSTRACT

In eastern central Asia (north Xinjiang), the Paleozoic orogen of Tianshan separates the two blocks of Tarim and Junggar. It is divided into three units: the south Tianshan is composed of gneissic and Silurian ophiolitic nappes; in the central Tianshan, an Ordovician volcanic arc and Silurian flyschs overlay a Proterozoic basement; the north Tianshan is characterised by a Devonian to Carboniferous calc-alkaline volcanism.

The structural study of Tianshan and of the eastern border of Junggar provides new information on the chronology and kinematic of deformations which were responsible for the Palaeozoic structuration of this area. Except a pre-Sinian D1 deformation recognised in the Proterozoic substratum of Tianshan, three stages are distinguished. The first one, D2, is north-verging and coeval with the emplacement of the central Tianshan ophiolites of Mishigou and of the south Tianshan ophiolitic nappes of Kumux. The Middle to Late Devonian age of D2 is constrained by the Early Devonian age of ophiolites and the unconformity of Early Carboniferous conglomerates. A Middle to Late Carboniferous deformation D3 is divided into two stages: first, a southward shearing along the boundary between Junggar and Siberian blocks; second, a northward one which occurred in all the north Tianshan unit as folds and thrusts. D3 was coeval with the accretion of the Junggar block with the Tianshan. Finally, a double stage strike-slip deformation D4 dated at 290 and 245 Ma occurred all around the Junggar basin. It was dextral in whole Tianshan and roughly sinistral in Chinese Altay area.

In conclusion, the new structural and geochemical data are synthesised in a geodynamic model showing the Cambrian to Permian history of Tianshan and Junggar, marked by the successive accretion of the involved continental blocks and arcs.

Key-words: Continental accretion, Palaeozoic, Tianshan and Junggar, Central Asia, tectonic, geodynamic

SOMMAIRE

INTRODUCTION GÉNÉRALE	1
PARTIE I : CONTEXTE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL ET APERÇU GÉOLOGIQUE DU XINJIANG	5
Chapitre 1 : Présentation synthétique de la géologie de l'Asie centrale	7
<i>A. Les grands ensembles géologiques de l'Asie centro-orientale</i>	9
1) Le bloc sibérien (craton d'Angara)	9
2) Les Altai des	9
3) Le bloc du Junggar	12
4) Le bloc du Tarim	12
5) Le bloc de la Chine du nord	13
6) Le bloc du Qaidam	13
7) Le bloc du Tibet	14
<i>B. Les grandes chaînes orogéniques de l'Asie centrale</i>	15
1) La partie sud de l'Oural	15
2) La chaîne de l'Altay-Sayan	15
3) La zone plissée mongole et l'orogène Mongole-Okhotsk	16
4) Le Tianshan	17
5) Le Pamir	17
6) La chaîne de Qilianshan	18
7) La chaîne de Kunlun	18
8) La zone de Songpan-Ganze	19
9) L'Himalaya	20
<i>C. Aperçu de l'évolution tectonique de l'Asie centrale depuis le Paléozoïque</i>	20
Chapitre 2 : Contexte géologique régional : Le nord Xinjiang	25
<i>A. Introduction</i>	25
<i>B. Les grands ensembles géologiques</i>	27
1) La chaîne du Tianshan	27
2) Le bloc du Junggar	33
3) Le pourtour du Junggar	35
4) La marge nord du bloc du Tarim	38
<i>C. Aperçu de l'histoire précambrienne et phanérozoïque du Xinjiang nord</i>	39
1) L'histoire précambrienne	39
2) Les déformations paléozoïques	40
3) Les déformations post-paléozoïques	42
PARTIE II : ÉTUDE STRUCTURALE ET GÉOCHRONOLOGIQUE DES DÉCROCHEMENTS DANS LE POURTOUR DU JUNGGAR	45
Note Soumise à Terra Nova : Paleozoic late-collisional strike-slip deformation in Tianshan and Altay, Eastern Xinjiang, NW China.	49
<i>Introduction</i>	50
<i>Geological setting</i>	50
<i>Kinematic study of the main ductile strike-slip shear zones in Tianshan</i>	53
<i>The Erqishi shear zone of the northern Junggar margin</i>	57
<i>Discussion and conclusion</i>	60
<i>References</i>	62
Note Soumise à Tectonics : Late paleozoic strike-slip shear zones in eastern Central Asia (NW China): new structural and geochronological data	65
1. <i>Introduction</i>	66
2. <i>Geological setting</i>	68

3. <i>Strike-slip shear zones in Chinese Tianshan</i>	70
3.1. Structural study	71
3.2. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating	73
4. <i>Complex cooling history and ductile strike-slip faults in Chinese Altay</i>	76
4.1. Deformation in the Chinese side of southwestern margin of Siberia	76
4.2. Erqishi shear zone	80
4.3. Complex folded shear zone of Fuyun	81
<i>Discussion and conclusion</i>	90
<i>Appendix 1: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating analytical procedure</i>	93
<i>Appendix 2: Location of dated samples</i>	94
<i>Acknowledgements</i>	94
<i>Tables</i>	95
<i>References</i>	99

PARTIE III : LE TIANSHAN CENTRO-OCCIDENTAL : LES TRACES DE SUTURES PALÉOZOIQUES 105

Chapitre 1 : La région de Tuokexun à Kumux : une structuration en nappes au Paléozoïque moyen 109

A. <i>Le secteur de Tuokexun-Kumux</i>	109
1) Description des secteurs traversés	109
2) Les structures	120
B. <i>La coupe de Mishigou</i>	140
1) Description de la coupe	140
2) Les structures	144

Chapitre 2 : Le massif ophiolitique de Kumux 155

A. <i>Présentation des coupes</i>	156
1) Les ophiolites de Yushugou	156
2) Les ophiolites de Tonghuashan	165
3) Les ophiolites de Liuhuanshan	169
B. <i>Les structures</i>	173
1) Schistosités et macrostructures	173
2) Microstructures	175
3) Conclusion sur les structures dans le massif ophiolitique de Kumux	176

Chapitre 3 : Aperçu de la structuration du Tianshan ouest : le secteur de Bayinbulake 181

A. <i>Présentation du secteur</i>	181
1) Les coupes A-B, A'-B' et C-D au sud de Bayinbulake	181
2) La coupe E-F au nord de Bayinbulake	187
3) Observations complémentaires	190
B. <i>Etude des structures du secteur de Bayinbulake</i>	191
1) Les schistosités et macrostructures	191
2) Les microstructures	195
3) Conclusion sur les structures	197

Chapitre 4 : Etude par goniométrie de texture des marbres et études géochimiques préliminaires des volcanites et ultrabasites du Tianshan centro-occidental 199

A. <i>La goniométrie de texture appliquée aux marbres des secteurs de Tuokexun-Kumux, Mishigou et Kumux</i>	199
1) Méthodologie	199
2) Résultats et interprétations	203
B. <i>Etude géochimique</i>	212
1) L'arc volcanique du Tianshan central	212
2) Les blocs amphibolitiques et les pyroxénites des Tianshan sud et central et du mélange de Yushugou	215
3) Le mélange de Mishigou	217

Chapitre 5 : Synthèse sur les déformations dans le Tianshan centro-occidental 219

PARTIE IV : LE TIANSHAN NORD ET LA BORDURE ORIENTALE DU JUNGGAR	221
Chapitre 1 : L'arc volcanique du Tianshan nord	225
<i>A. L'arc de Bogeda</i>	225
1) Généralités	225
2) La coupe de Mulei	226
3) La coupe de Gaoguangdaban	232
4) La coupe de Xiaobu	235
<i>B. Les secteurs de Yamansu, Huangshan et Qincheng (Tianshan est)</i>	238
1) La région de Yamansu et de Huangshan	238
2) Le secteur de Qincheng-Hami	245
<i>C. Conclusion sur les structures dans le Tianshan nord</i>	258
<i>D. Etude géochimique préliminaire des volcanites du Tianshan nord</i>	259
Chapitre 2 : L'extrémité orientale du Tianshan : la région de Hongliuhe-Weiya	265
<i>A. Le Tianshan sud : le secteur de Hongliuhe</i>	265
1) La coupe A	265
2) La coupe B	268
<i>B. Le secteur de Weiya</i>	271
<i>C. Etude des structures dans le secteur de Hongliuhe-Weiya</i>	272
Chapitre 3 : La bordure nord-est du bassin du Junggar	277
<i>A. Le massif ophiolitique de Kelameili</i>	278
1) Description de la coupe A-B à Nanmingshui	278
2) Etude des structures	283
<i>B. Le secteur d'Aermentai</i>	283
1) Les formations volcaniques de l'encaissant	285
2) Les formations ophiolitiques	285
<i>C. Conclusion sur la bordure nord-est du Junggar</i>	288
PARTIE V : SYNTHÈSE ET DISCUSSION	289
<i>A. Synthèse des principaux résultats structuraux</i>	291
<i>B. Histoire géodynamique du Tianshan</i>	294
BIBLIOGRAPHIE	299
ANNEXES	313
<i>Annexe 1 : Localisation GPS des échantillons</i>	315
<i>Annexe 2 : Tableaux des analyses à la microsonde électronique</i>	325
<i>Annexe 3 : Tableaux des analyses géochimiques totales</i>	371
<i>Annexe 4 : Rapports sur les fossiles et microfossiles de l'est Junggar</i>	379

Liste des figures

Introduction

Figure 1 : Carte géopolitique de l'Asie centrale et de la République Populaire de Chine	1
Figure 2 : Carte topographique de l'Asie centrale. Localisation de la région d'étude	3

Partie I

Figure I-1 : Carte tectonique schématique de l'Asie centrale et de la Chine	8
Figure I-2 : Carte tectonique du complexe des Altä des (Sengör, et al., 1993)	10
Figure I-3 : Colonnes stratigraphiques synthétiques des unités principales des Altä des (Sengör, et al., 1993)	11
Figure I-4 : Carte tectonique schématique du plateau tibétain (Jolivet, 1995 ; Lehmkuhl, et al., 2000)	14
Figure I-5 : Carte géologique simplifiée du Pamir (modifiée d'après Bazhenov, 1996)	17
Figure I-6 : Carte géologique simplifiée du Kunlun (modifiée d'après Yang, et al., 1996)	19
Figure I-7 : Carte synthétique des sutures et de leur âge en Asie centrale	21
Figure I-8 : Schéma structural simplifié de la moitié nord du Xinjiang	25
Figure I-9 : Carte géologique du nord Xinjiang (modifiée d'après la carte au 1:2,000,000 (X.B.G.M.R., 1992))	26
Figure I-10 : Colonnes stratigraphiques du Tianshan nord (Zhou and Dean, 1996 ; Ma, et al., 1993)	31
Figure I-11 : Colonnes stratigraphiques synthétiques du bassin du Junggar	34
Figure I-12 : Carte des isopaques de la croûte de la moitié ouest de la Chine (Li and Mooney, 1998)	35
Figure I-13 : Exemples de modèles géodynamiques entre le Cambrien et le Permien pour le Tianshan (A : Gao, et al., 1998 ; B : Allen, et al., 1992)	41
Figure I-14 : Schéma de la possible évolution des bassins du Xinjiang nord (Allen, et al., 1995)	42
Figure I-15 : Coupe montrant le développement des bassins du Junggar et de Tu-Ha entre le Carbonifère supérieur et le Permien inférieur (Allen, et al., 1993)	43
Figure I-16 : Exemples de coupes représentant des structures récentes (A et B : Nishidai and Berry, 1991 ; C : Graham, et al., 1990 ; D : Allen, et al., 1999)	44

Partie II

Figure II-1 : Localisation des zones décrochantes principales dans la partie nord-est du Xinjiang	46
- Note soumise à Terra Nova	
Figure 1 : Synthetic geological map of Eastern Junggar and Eastern Tianshan and schematic cross-section of the Tianshan range	52
Figure 2 : Stereograms of Quartz C-axis fabrics, foliation and lineation relative to ductile strike-slip faults along the Tianshan shear zone	52
Figure 3 : Examples of strike-slip structures along transcurrent faults in eastern Xinjiang	55
Figure 4 : Geological structural map and cross-section showing conjugate left-lateral and dextral strike-slip faults in Tuokexun-Kumux area	59
Figure 5 : Geological and structural map of Fuyun-Qinhe area	59
Figure 6 : 3D block diagram showing microstructures and relationship between conjugate dextral and sinistral shear zones along the Tianshan shear zone	61
Figure 7 : 3D block diagram showing microstructures and relationship between the Erqishi shear zone, late dextral ductile fault and Cenozoic brittle thrust	61
- Note soumise à Tectonics	
Figure 1 : Simplified structural map of north Xinjiang	67
Figure 2 : Synthetic geological map of eastern Junggar	67
Figure 3 : Structural synthetic map and stereograms of Quartz C-axis fabrics along the Tianshan shear zone	72
Figure 4 : Examples of strike-slip microstructures along the main Tianshan shear zone	72
Figure 5 : $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating results for samples N3, TS07 and TS520 for strike-slip motions in the central area of Tianshan range	75
Figure 6 : Schematic map showing the two Late Paleozoic supposed strike-slip stages in the Tianshan	75
Figure 7 : Structural map of Erqishi sinistral shear zone and Qinhe area	77
Figure 8 : Examples of microstructures observed in the Qinhe area and in the Erqishi sinistral shear zone	79
Figure 9 : $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating results for samples TS330 and TS331 in the Qinhe area	79
Figure 10 : Detailed geological and structural map of the Fuyun area	81
Figure 11 : Microstructures in the Fuyun metamorphic zone	83
Figure 12 : $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating results for samples TS247, TS305 and TS310 in the Fuyun area	87
Figure 13 : Amphibole $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ datings in Fuyun metamorphic zone	87
Figure 14 : 3D block diagrams showing spatial and chronological relationships between folding, foliation, lineation and shearing, Fuyun area	89
Figure 15 : Synthesis of the paleomagnetic data compare to the structural and geochronological results	91

Table 1 : $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Ar age data resulting from laser probe fusion experiments of single grains	95
Table 2 : $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Ar age data resulting from step-heating experiments on muscovite	97
Table 3 : $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Ar age data resulting from laser probe fusion experiments on polished sections	97
Table 4.1 et 4.2 : Selected paleomagnetic poles for the Tarim, Junggar and Eurasian blocks ; Paleolatitude and rotation differences between Junggar block and Tarim and Eurasian blocks	98

Partie III

Figure III-1 : Carte géologique et structurale du secteur de Tuokexun-Kumux, partie centrale du Tianshan	110
Figure III-2 : Coupe géologique synthétique du secteur de Tuokexun-Kumux	111
Figure III-3 : Coupe schématique des affleurements du segment A-B, secteur de Tuokexun-Kumux	113
Figure III-4 : Diagrammes des compositions des minéraux principaux de l'amphibolite TS517, bloc dans les orthogneiss du Tianshan central, borne 225, secteur de Tuokexun-Kumux	115
Figure III-5 : Dessin interprétatif d'affleurement de la zone cisailée à vergence sud-ouest dans les amphibolites et les mylonites du Tianshan sud, borne 231, coupe A-B, secteur de Tuokexun-Kumux	115
Planche 1	116
Figure III-6 : Dessin de l'affleurement du contact entre les gneiss protérozoïques au sud et les schistes supposés ordoviciens au nord, borne 222, coupe A-B, secteur de Tuokexun-Kumux	116
Figure III-7 : Coupe schématique des affleurements du segment C-D dans le Tianshan central, secteur de Tuokexun-Kumux	118
Planche 2	119
Figure III-8 : Coupe schématique des affleurements du segment E-F, secteur de Tuokexun-Kumux	121
Planche 3	122
Figure III-9 : Photographies et coupe interprétative de l'affleurement de la discordance du Carbonifère inférieur sur les flyschs ordoviciens, borne 214, coupe C-D, secteur de Tuokexun-Kumux	123
Figure III-10 : Diagrammes des compositions des minéraux du méta-gabbro doléritique TS37 dans le mélange de la suture nord du Tianshan, borne 912, coupe C-D, secteur de Tuokexun-Kumux	123
Figure III-11 : Dessin d'affleurement montrant le chevauchement du Carbonifère volcanique déformé sur le Carbonifère peu déformé, coupe E-F, secteur de Tuokexun-Kumux	125
Figure III-12 : Exemple de charnières de plis isoclinaux P1 observées dans les micaschistes du Tianshan central, borne 227, coupe A-B, secteur de Tuokexun-Kumux	125
Figure III-13 : Coupes structurales des formations siluriennes et carbonifères du Tianshan central montrant les relations entre la S0, la S2 et la S3 ainsi que les plissements, coupe C-D, secteur de Tuokexun-Kumux	126
Planche 4	129
Planche 5	131
Figure III-14 : Carte des vergences des déformations D1, D1', D2 et D4 du secteur de Tuokexun-Kumux	133
Planche 6	135
Figure III-15 : Synthèse des observations faites pour les déformations D1 et D1' dans les formations métamorphiques des Tianshan sud et central	136
Figure III-16 : Exemples de microstructures de basse température relatives à D2 ¹ observées dans l'Ordovicien et la suture	137
Figure III-17 : Microstructures et fabriques d'axes <c> du quartz relatives à la phase décrochante D4	138
Planche 7	139
Figure III-18 : Ebauche géologique et structurale du secteur de Mishigou, Tianshan central	141
Figure III-19 : Coupe des affleurements du segment A-B dans les formations carbonifères et siluriennes, secteur de Mishigou, Tianshan central	143
Figure III-20 : Coupe schématique des affleurements du segment C-D dans les formations ordoviciennes et le mélange, secteur de Mishigou, Tianshan central	143
Planche 8	145
Planche 9	146
Figure III-21 : Coupe structurale des affleurements du segment A-B dans les formations carbonifères et siluriennes, secteur de Mishigou, Tianshan central	148
Planche 10	150
Figure III-22 : Carte des vergences des déformations dans le secteur de Mishigou	151
Planche 11	153
Figure III-23 : Carte géologique schématique du massif de Kumux, Tianshan sud	155
Figure III-24 : Ebauche cartographique et structurale du secteur de Yushugou, massif de Kumux	157
Figure III-25 : Coupes A-B et C-D des affleurements dans le secteur de Yushugou, massif de Kumux	158
Planche 12	160
Figure III-26 : Dessin d'affleurement et photographie du contact entre l'unité serpentinitique et l'unité schisteuse silurienne, coupe A-B, secteur de Yushugou, massif de Kumux	162
Planche 13	163

Figure III-27 : Ebauche cartographique et structurale du secteur de Tonghuashan, Kumux, Tianshan sud	166
Figure III-28 : Coupe schématique A-B des affleurements du secteur de Tonghuashan, Kumux, Tianshan sud	166
Figure III-29 : Dessin schématique des plis dans un olistolithe de calcaire et de conglomérats calcareux dans l'unité schisteuse silurienne, Tonghuashan, massif de Kumux	167
Planche 14	168
Figure III-30 : Ebauche cartographique et structurale du secteur de Liuhuangshan, Kumux, Tianshan sud	170
Figure III-31 : Coupe A-B-C des affleurements du secteur de Liuhuangshan, Kumux, Tianshan sud	170
Figure III-32 : Diagrammes des compositions des minéraux principaux et microphotographie de l'amphibolite TS541, bloc dans le mélange ophiolitique de Liuhuangshan, coupe A-B, massif de Kumux	171
Planche 15	172
Figure III-33 : Synthèse des éléments structuraux macroscopiques observés dans les unités schisteuses du massif de Kumux	174
Figure III-34 : Exemple de crénulation Sc observée dans les métagrès siluriens (TS556), unité à blocs de marbres, Yushugou, massif de Kumux	175
Planche 16	177
Figure III-35 : Carte cinématique synthétique des vergences dans le massif de Kumux, détail des secteurs de Yushugou, Tonghuashan et Liuhuangshan	178
Planche 17	179
Figure III-36 : Extrait de la carte géologique du Xinjiang à l'échelle 1 : 2,000,000 (X.B.G.M.R., 1992) pour la région de Bayinbulake dans la partie ouest du Tianshan	182
Figure III-37 : Coupes schématiques des affleurements des segments A-B et A'-B' dans le Tianshan sud, au sud du col de Tielamaitidaban, secteur de Bayinbulake	184
Figure III-38 : Coupe schématique des affleurements du segment C-D dans le Tianshan sud, au nord du col de Tielamaitidaban, secteur de Bayinbulake	185
Planche 18	186
Figure III-39 : Coupe schématique E-F au nord de Bayinbulake, col de Nalatidaban, secteur de Bayinbulake	188
Planche 19	189
Figure III-40 : Coupe schématique des affleurements des formations carbonifères au sud de Bayinbulake	190
Figure III-41 : a) Chevauchement du Silurien volcanique sur le Jurassique gréséo-pélicite ; b) Chevauchement d'un granite carbonifère sur le Néogène gréseux	191
Figure III-42 : Stéréogrammes des S ₀ , schistosités, axes de plis et failles pour les coupes A-B, A'-B', C-D et E-F et pour la coupe dans le Carbonifère de la figure III-40	192
Planche 20	193
Figure III-43 : Dessin d'affleurement montrant un pli à déversement vers le sud-est dans les séries gréséo-pélicites du Dévonien inférieur	194
Planche 21	196
Figure III-44 : L'installation de goniométrie de texture, diffractogramme de départ et figure de pôles finale	200
Figure III-45 : Comparaison des figures de pôles des axes <c> et <a> de la calcite obtenues théoriquement, expérimentalement et naturellement, en cisaillement pur et simple (d'après Wenk et al., 1987)	202
Figure III-46 : Classification des macles de la calcite selon leur géométrie et interprétation en termes de mécanisme et température de déformation (Burkhard, 1993, traduit de l'anglais dans Nicol, 1997)	203
Figure III-47 : Figures de pôles de la calcite des marbres fins à clastes et des marbres homogènes	205
Figure III-48 : Figures de pôles de la calcite des marbres à fabrique de forme	208
Figure III-49 : Figures de pôles de la calcite des marbres à très gros grains	210
Planche 22	211
Figure III-50 : Diagramme %SiO ₂ Vs %(Na ₂ O+K ₂ O) de composition chimique et nomenclature pour les roches plutoniques (Wilson, 1989) appliqué aux gabbros dioritiques ordoviciens du Tianshan central	213
Figure III-51 : Diagramme % K ₂ O Vs % SiO ₂ appliqué aux volcanites ordoviciennes du Tianshan central	213
Figure III-52 : Diagramme étendu aux éléments incompatibles de la dacite et des gabbros analysés au CRPG et des analyses effectuées à Nanjing pour les formations de l'arc ordovicien du Tianshan central	214
Figure III-53 : Profils des terres rares (REE) de la dacite et des gabbros dioritiques et des analyses effectuées à Nanjing pour l'arc ordovicien du Tianshan central	214
Figure III-54 : Diagrammes discriminants Nb-Y (a), Ta-Yb (b), Rb-(Y+Nb) (c) et Rb-(Yb-Ta) (d) pour les granites (Pearce et al., 1984) appliqués aux gabbros dioritiques ordoviciens du Tianshan central	215
Figure III-55 : Diagrammes étendus aux éléments incompatibles des amphibolites et de la pyroxénite des Tianshan sud et central et du mélange de Yushugou	216
Figure III-56 : Profils des terres rares (REE) des amphibolites et de la pyroxénite des Tianshan sud et central et du mélange de Yushugou	216
Figure III-57 : Classification des roches basaltiques du mélange de Mishigou dans le diagramme % SiO ₂ Vs %(Na ₂ O+K ₂ O) (Le Maitre et al., 1989)	217

Figure III-58 : Profils des terres rares (REE) des péridotites (51-1, 28, 4-1), du gabbro (53), des basaltes (1 (en filon), 10, 15) et du trachybasalte (43) du mélange de Yushugou	218
Figure III-59 : Tableau récapitulatif géochronologique des quatre phases de déformation décrites dans chacun des secteurs du Tianshan centro-occidental	220

Partie IV

Figure IV-1 : Carte géologique de la bordure est du Junggar et du Tianshan est (X.B.G.M.R., 1992)	222
Figure IV-2 : Extrait de la carte géologique du Xinjiang au 1:2,000,000 (X.B.G.M.R., 1992)	226
Figure IV-3 : Carte géologique et structurale schématisée du secteur de Mulei-Shirenzhi	227
Figure IV-4 : Coupe schématisée des affleurements de la section A-B, secteur de Mulei-Shirenzhi	227
Figure IV-5 : Dessin interprétatif et photographies des affleurements relatifs aux chevauchements à vergence nord dans les formations du Carbonifère, coupe de Shirenzhi, secteur de Bogeda	230
Planche 23	231
Figure IV-6 : Carte géologique et structurale schématisée du secteur de Gaoguandaban, est Bogeda	233
Figure IV-7 : Coupe schématisée des affleurements de la section C-D-E, secteur de Gaoguandaban	233
Figure IV-8 : Coupe schématisée des affleurements de la section de Xiaobu, extrémité ouest de l'arc de Bogeda, au sud d'Urumqi	235
Planche 24	237
Figure IV-9 : Carte géologique et structurale de l'extrémité orientale du Tianshan nord (X.B.G.M.R., 1992)	239
Figure IV-10 : Coupe géologique synthétique du secteur sud du Tianshan nord, partie est du Tianshan	240
Figure IV-11 : Dessin d'affleurement montrant un pli-faillie à déversement vers le nord-ouest dans les séries calcaropélitiques du Carbonifère moyen	241
Figure IV-12 : Coupes A' et A'' schématisées des affleurements du mélange de Huangshan	242
Figure IV-13 : Exemples de microstructures observées dans les formations volcaniques et granitiques carbonifères du secteur de Yamansu-Huangshan	243
Planche 25	244
Figure IV-14 : Coupe schématisée des affleurements de la section B dans le secteur de Qincheng	246
Planche 26	247
Figure IV-15 : Dessin interprétatif d'affleurement de plis à vergence sud-ouest dans les andésites et flyschs de la formation de Jilideneng	248
Planche 27	250
Figure IV-16 : Coupes schématisées des affleurements des sections C et C' dans le secteur de Hami	252
Planche 28	254
Figure IV-17 : Exemples de microstructures relatives aux déformations à vergence nord ou sud pour la coupe C, Hami	255
Figure IV-18 : Coupe schématisée E des affleurements du lieu-dit de Miaoergou, bordure nord-est du bassin de Balikun	256
Figure IV-19 : Coupe schématisée F des affleurements des formations dévono-carbonifères au nord-est de Balikun, montagnes de Meiqinwula	256
Planche 29	257
Figure IV-20 : Carte synthétique des vergences relatives aux déformations reconnues dans le Tianshan nord	259
Figure IV-21 : Classification des volcanites de Bogeda et du Tianshan nord par rapport à leurs pourcentages cationiques en Al, (Fetot+Ti) et Mg (Jensen and Pyke, 1982)	261
Figure IV-22 : Diagrammes AFM des formations volcaniques du Tianshan nord	261
Figure IV-23 : Diagramme étendu aux éléments incompatibles des volcanites du Tianshan nord	262
Figure IV-24 : Profils des terres rares (REE) des basaltes, andésites, et rhyolites du Tianshan nord	262
Figure IV-25 : Diagramme géotectonique discriminant La/10 - Y/15 - Nb/8 pour les volcanites basiques et intermédiaires du Tianshan nord (Cabanis et Lecolle, 1989)	264
Figure IV-26 : Diagramme Th-3Tb-2Ta (Cabanis et Thiéblemont, 1988)	264
Figure IV-27 : Carte géologique du secteur de Hongliuhe-Weiya, Tianshan sud et central	266
Figure IV-28 : Coupe schématisée des affleurements du segment A dans les formations du Tianshan sud, secteur de Hongliuhe	267
Figure IV-29 : Coupe schématisée des affleurements du segment B dans les formations basiques et ultrabasiques du Tianshan sud, secteur est de Hongliuhe	267
Figure IV-30 : Coupe interprétative dans les schistes verts siluriens contenant des olistolithes de marbres sinien et cambriens	268
Planche 30	269
Figure IV-31 : Diagramme R.Cr Vs R.Mg rendant compte de la composition des chromites de la lherzolite TS52, Hongliuhe (Leblanc et Nicolas, 1992)	270
Figure IV-32 : Coupe schématisée des affleurements du segment C dans les formations du Tianshan central, secteur de Weiya	271

Figure IV-33 : Exemples des différents styles de plis observés dans les coupes de Hongliuhe et Weiya	274
Planche 31	275
Figure IV-34 : Carte géologique synthétique de la bordure nord-est du Junggar	277
Figure IV-35 : Carte géologique du secteur de Nanmingshui, secteur de Kelameili	279
Figure IV-36 : Coupe géologique schématique du secteur de Nanmingshui	279
Figure IV-37 : Carte géologique détaillée d'un affleurement dans le mélange de Nanmingshui	280
Figure IV-38 : Planche photographique des radiolaires d'âge Dévonien supérieur-Carbonifère inférieur	281
Planche 32	282
Figure IV-39 : Coupe synthétique des affleurements du secteur d'Ertai, secteur d'Aermentai	284
Figure IV-40 : Identification des affinités magmatiques des séries volcaniques à partir des clinopyroxènes d'après Leterrier et al. (1982)	286
Figure IV-41 : Diagramme R.Cr Vs R.Mg rendant compte de la composition des chromites d'une péridotite, Aermentai (Leblanc et Nicolas, 1992)	287

Partie V

Figure V-1 : Coupe structurale interprétative de l'orogène du Tianshan dessinée d'après les résultats de cette étude pour les Tianshan sud, central et nord	292
Figure V-2.A : Evolution du Tianshan entre le Cambrien et le Dévonien moyen	295
Figure V-2.B : Evolution du Tianshan entre le Dévonien moyen et le Permien supérieur	297

Introduction générale

Pays de contraste, le Xinjiang (Région autonome ouïgoure) est la plus grande province chinoise et s'étend sur 1 646 800 km² sur les hauts plateaux de l'Asie centrale (figure 1). Les paysages très variés que l'on peut y rencontrer sont en grande partie désertiques mais les hautes montagnes et leurs prairies, leurs forêts de résineux et leurs glaciers rappellent les Alpes françaises. Au nord du Tianshan ou « Montagnes du Ciel » (5500 m d'altitude dans la partie chinoise, la plus basse, et 2500 km de long), le bassin steppique du Junggar, avec ses lacs saumâtres, s'ouvre sur le Kazakhstan à l'ouest et sur la Mongolie à l'est. Il est bordé au nord par les monts de l'Altay. Au Sud, le bassin du Tarim est occupé par le désert sableux du Taklamakan (extension occidentale du désert de Gobi) qui se termine sur les contreforts du plateau du Tibet et les montagnes du Pamir. La population est, elle aussi, pleine de contrastes qui sont dus aux mélanges des minorités. Les peuples turcs (Oïgours, Kazakhs et Kirghizes), les Mongols et les Han cohabitent dans les oasis de piémont et le long des cours d'eau où les villes se concentrent. Les vallées des montagnes sont le territoire des éleveurs nomades kazakhs et mongols qui déplacent yourtes et troupeaux lors des durs hivers continentaux. Outre l'agriculture et l'élevage (fruits et céréales, ovins, chameaux et chevaux), la région possède de grandes richesses minérales qui sont aujourd'hui abondamment exploitées. Le pétrole et le charbon se retrouvent notamment dans les bassins cénozoïques ou le long des montagnes, alors que les principaux minerais (Cu, Pb, Zn, Mg, Mo, W, Ag, Au et U) sont concentrés dans les orogènes paléozoïques entourant le Junggar.

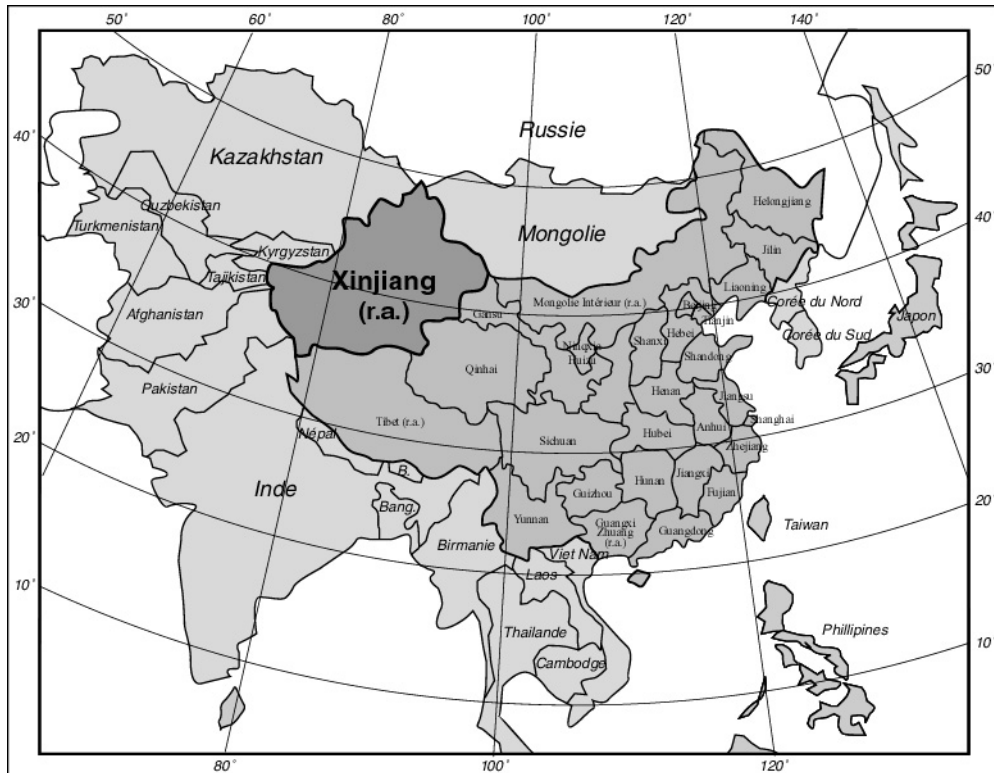


Figure 1 : Carte géopolitique de l'Asie centrale et de la République Populaire de Chine.
(r.a. : république autonome)

Les principaux orogènes de la moitié nord du Xinjiang, les chaînes de montagnes du Tianshan et de l'Altay, ont été largement étudiés au Kazakhstan, Sibérie et Mongolie où ils se prolongent, mais leur partie chinoise a longtemps été examinée uniquement par les géologues chinois. En effet, cela ne fait qu'une quinzaine d'années que la région est ouverte aux étrangers et que les chercheurs internationaux ont accès à cette partie de l'Asie.

Le Xinjiang est au cœur de l'Asie centrale (figure 1) qui appartient, d'après Suess (1901), à un grand collage orogénique nommé les Altaï des. Sengör et al. (1993) considèrent que cet assemblage tectonique résulte des accrétions paléozoïques de cratons constitués pour l'essentiel de matériel crustal juvénile. Pour les auteurs, ces accrétions, toutes effectuées le long de grandes zones de subduction, ont augmenté la surface de l'ancien continent asiatique de 5,3 millions de km². Le morcellement du Gondwana a induit la dérive vers le nord de nombreux blocs continentaux de tailles très variées qui, après leur accrétion et les fermetures des paléo-océans présents à ces latitudes, ont formé l'Asie. En Asie centrale, les micro-continentes se sont accrétés aux blocs de la Sibérie et du Kazakhstan, formant de nombreuses chaînes orogéniques ou zones de suture globalement distribuées du nord vers le sud de manière chronologique. Alors que les plus récents orogènes asiatiques tels que la chaîne de l'Himalaya ou l'île de Taiwan ont été largement décrits, les structures plus anciennes situées au cœur de l'Asie centrale ne font l'objet de travaux internationaux que depuis une quinzaine d'années malgré leur position centrale.

La région étudiée est située au cœur de l'Asie centrale et inclut des parties des plaques de la Sibérie au nord, du Tarim au sud et du Kazakhstan à l'ouest (Coleman, 1989). L'orogène du Tianshan sépare les micro-continentes Junggar et Sibérie, au nord, du bloc continental du Tarim au sud (Ma, et al., 1990 ; Xiao, et al., 1990). Cette ceinture résulte de plusieurs événements tectoniques dont les plus importants sont deux phases de subduction-collision : l'une au Paléozoïque moyen et l'autre au Paléozoïque supérieur (Gao, et al., 1998 ; Ma, et al., 1993 ; Sengör, et al., 1993 ; Windley, et al., 1990). A la fin du Paléozoïque, une tectonique décrochante polyphasée fait se développer de nombreuses zones de cisaillement dextres et senestres dans une grande partie de la région (Allen, et al., 1995 ; Allen, et al., 1992 ; Chen, 1994 ; Cui, 1995 ; Dehandschutter, et al., 1997 ; Laurent-Charvet, et al., 2000 ; Laurent-Charvet, et al., 2001 ; Liu, et al., 1996 ; Melnikov, et al., 1997 ; Melnikov, et al., 1998 ; Shu, et al., 1999 ; Shu, et al., 1998). Finalement, la région est affectée par une tectonique tertiaire due à la collision tertiaire de l'Inde et de l'Eurasie, collision qui a induit une subduction intracontinentale (Aitchison and Davis, 2001 ; Molnar and Tapponnier, 1975 ; Tapponnier and Molnar, 1979). Cette tectonique est responsable entre autres du chevauchement du bassin du Tarim par la ceinture paléozoïque du Tianshan (Nishidai and Berry, 1991). Certaines grandes failles issues de cette compression tertiaire sont d'ailleurs encore actives au nord et au sud du Tianshan (Avouac and Tapponnier, 1993 ; Avouac, et al., 1993 ; Burchfiel, et al., 1999 ; Cunningham, et al., 1996b ; Lu, et al., 1994 ; Nelson, et al., 1987 ; Shi, et al., 1975 ; Tapponnier and Molnar, 1979).

Cette région a donc subi une histoire géologique complexe entre le Paléozoïque inférieur et le Paléozoïque terminal. Elle constitue une zone clé pour la compréhension globale des différents événements ayant donné naissance à l'Asie centrale telle qu'on la connaît aujourd'hui. Le relief imposant des chaînes de l'Asie centrale est dû au raccourcissement continental initié lors du début de la collision de l'Inde avec l'Eurasie et encore observé aujourd'hui. Cette topographie est unique au monde par la hauteur moyenne importante des montagnes (figure 2). Que ce soit le Tianshan, le Kunlun ou bien entendu le plateau tibétain et l'Himalaya, ces régions dépassent toutes les 4000 m et ont souvent des sommets à plus de 6000 m. La figure 2 montre très bien le relief très marqué de cette partie de l'Asie qui contraste avec les reliefs peu élevés de l'Inde ou de l'Asie du sud-est.

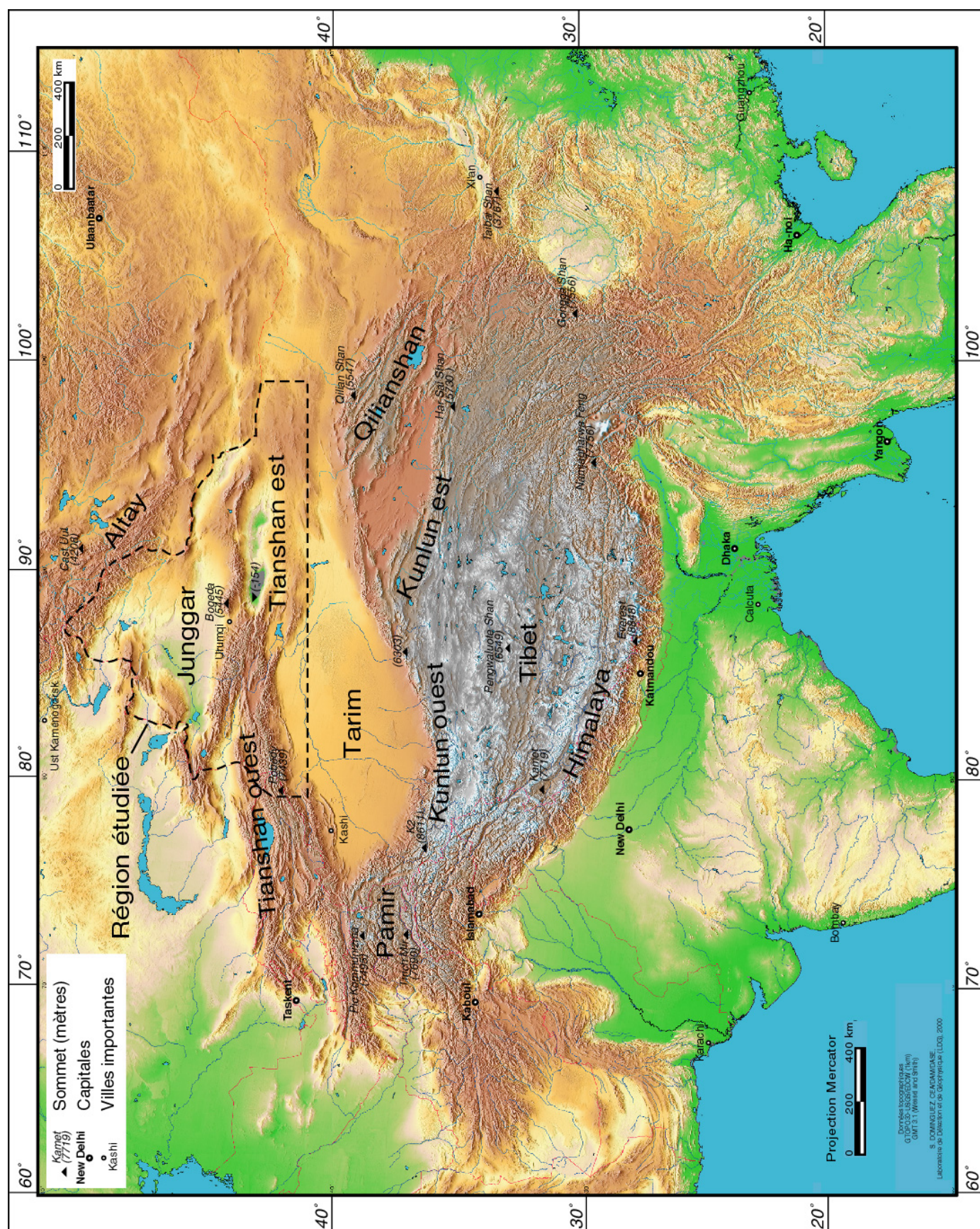


Figure 2 : Carte topographique de l'Asie centrale. Localisation de la région d'étude.

Dans le but de compléter les connaissances actuelles sur la géologie de l'Asie centrale, les universités d'Orléans et de Nanjing (Chine) ont choisi le pourtour du bassin du Junggar (figure 2) comme site d'étude pour une collaboration dans laquelle s'inscrit cette thèse. Cinq missions de terrain d'une durée moyenne d'un mois et financées en partie par la Fondation Nationale des Sciences de Chine et le Projet chinois 305 sur la géologie du Xinjiang ont été menées durant les étés 1996, 97, 98, 99 et 2000. Ces séjours ont permis le prélèvement de plus de 600 échantillons et la collecte de nombreuses données structurales et géométriques le long de près de 1200 km de routes, pistes et chemins encore peu fréquentés.

Ce travail a en outre fait intervenir plusieurs champs disciplinaires tels que la géologie structurale qui a permis de mieux comprendre la cinématique des collisions, la géochronologie Ar/Ar pour contraindre l'âge des déformations tangentielles ayant affecté la région à la fin du Paléozoïque, et la géochimie pour tenter de caractériser les nombreux mélanges ophiolitiques rencontrés.

Après un aperçu de la géologie de l'Asie centrale et du Xinjiang dans une première partie, les grands décrochements qui ont structuré les bordures sud et est du bassin du Junggar sont étudiés dans la deuxième partie. Les résultats de leur étude structurale et les datations $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sont présentés sous la forme de deux articles soumis, l'un à Terra Nova (accepté avec des révisions mineures) et l'autre à Tectonics. Dans une troisième partie, différentes coupes effectuées dans la région centrale du Tianshan (au sud d'Urumqi : coupes de Tuokexun-Kumux, de Mishigou, et du massif ophiolitique de Kumux ; à l'ouest d'Urumqi : coupe de Bayinbulake) permettent une caractérisation des unités pétro-structurales des Tianshan sud et central, et des déformations qui les ont affectés durant le Paléozoïque. L'étude de la bordure est du bassin du Junggar (au sud de Mulei : coupes de Shirenzhi et de Gaoguandaban dans l'arc de Bogeda ; les secteurs de Yamansu-Huangshan et de Qincheng-Hami (à l'extrémité est du Tianshan nord) ; le secteur de Weiya-Hongliuhe (bordure sud-est des Tianshan sud et central) ; le secteur de Kelameili-Aermentai) fait l'objet de la quatrième partie de ce manuscrit. Enfin dans une cinquième partie, nous synthétiserons tous les résultats obtenus durant ce travail et nous discuterons la chronologie et les contextes géodynamiques de formation des différents arcs volcaniques et sutures pour aboutir enfin à l'élaboration d'un modèle géodynamique retraçant l'histoire de cette partie de l'Asie Centrale entre le Cambrien et la fin du Permien.

***Partie I : Contexte géologique régional et aperçu de
la géologie du Xinjiang***

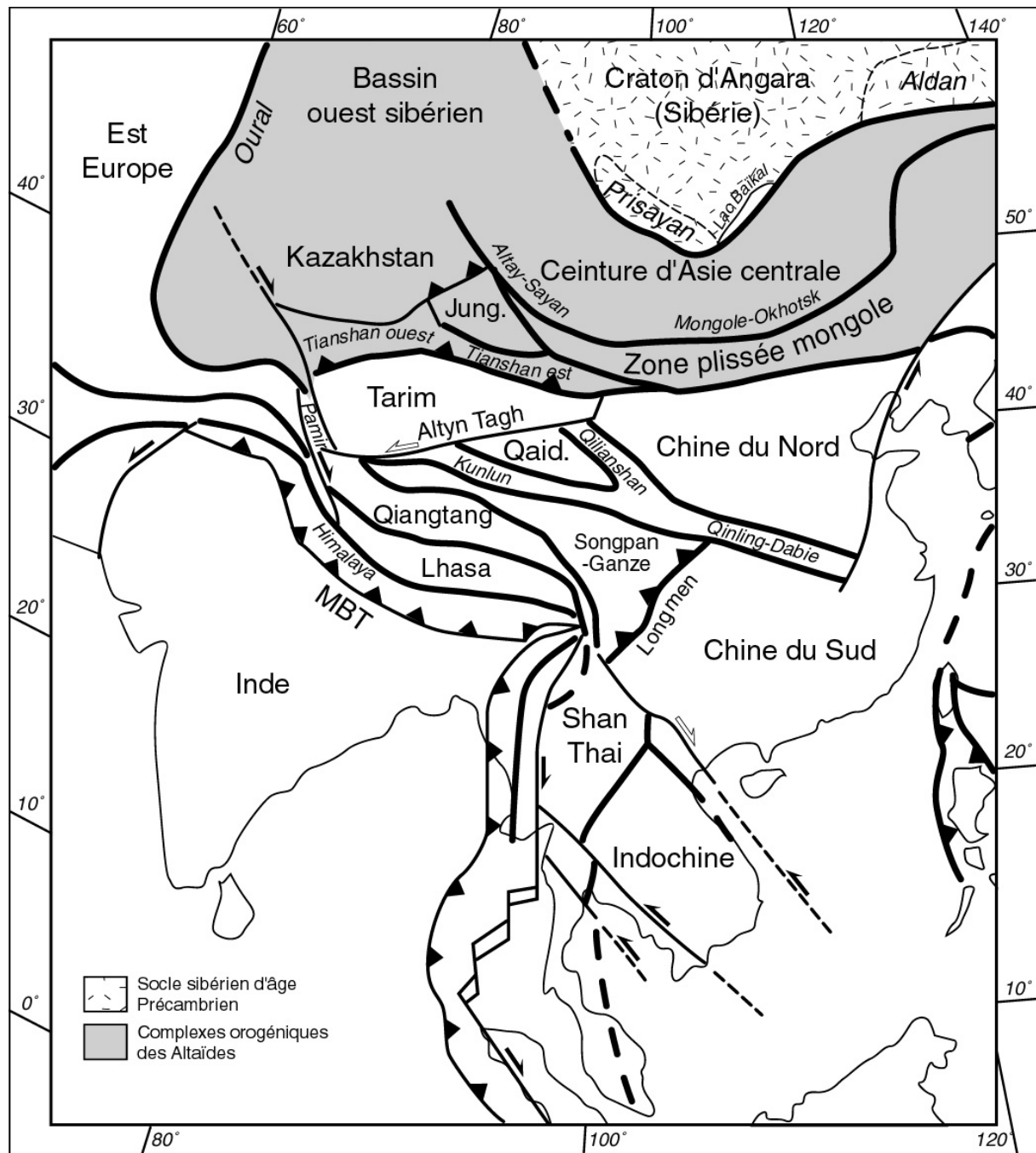
Chapitre 1 : Présentation synthétique de la géologie de l'Asie centrale

Suess (1901) fut l'un des premiers géologues à comprendre que la formation de l'Asie est due aux accrétions successives de blocs continentaux, provenant du morcellement du Gondwana, aux marges sud et ouest du craton d'Angara (figure I-1). De même, Argand décrit ces phénomènes dès 1924 (Burchfiel and Royden, 1991) et conclut qu'ils sont responsables de l'histoire géologique de l'Asie depuis la fin du Protérozoïque. En premier lieu, de nombreux complexes de subduction-accrétion ont formé le grand collage orogénique des Altaïdes (Berzin, et al., 1994; Sengör, et al., 1993; Suess, 1901) dès le Vendien-Cambrien. Progressivement, d'autres blocs continentaux ou micro-continentaux sont venus s'accréter à cet ensemble pour finalement aboutir à la formation de l'Asie actuelle. Ces événements ont eu lieu depuis le Cambrien jusqu'à la fin de l'Oligocène et la collision de l'Inde avec l'Eurasie (Aitchison and Davis, 2001 ; Sengör, et al., 1993).

L'Asie centrale et la Chine de l'ouest ont donc une histoire paléozoïque complexe faisant intervenir de nombreux blocs continentaux et de non moins nombreuses ouvertures et fermetures successives d'océans ou bassins océaniques, comme la fermeture de l'océan paléoasiatique (Berzin, et al., 1994). Ces phénomènes de subduction-collision ont produit d'importantes chaînes de montagnes. Les principaux continents et unités formant cette mosaïque sont, du nord au sud (figure I-1) : les blocs de Sibérie-Kazakhstan ; les Altaïdes regroupant un grand nombre d'orogènes et de complexes magmatiques et d'accrétion ; le bloc du Junggar, qui appartient aux Altaïdes d'après Sengör et al. (1993) et Berzin et al. (1994), mais qui sera considéré dans ce manuscrit comme un micro-continent à part entière dont l'obédience sera discutée ; les blocs de la Mongolie intérieure et de la Chine du nord ; le bloc du Tarim ; le bloc du Qaidam et enfin le bloc du Tibet lui-même composé de deux unités, les blocs du Qiangtang et de Lhasa.

Toutes ces unités sont limitées par des orogènes dont les principaux sont (figure I-1) : l'Oural entre les cratons est-européen et de Sibérie-Kazakhstan ; l'orogène d'Altay-Sayan ; l'orogène mongole-okhotsk ou zone plissée mongole ; la chaîne du Tianshan ; le Pamir ; la chaîne du Qilianshan ; la chaîne de Kunlun et la zone de Songpan-Ganze ; enfin, la chaîne de l'Himalaya. Certaines de ces chaînes de collision comportent des traces d'océans disparus telles que des ophiolites et des mélanges ophiolitiques à blocs variés recelant parfois des schistes bleus.

Afin de clarifier l'exposé de cette thèse, une description synthétique des caractéristiques lithologiques et structurales des blocs et orogènes cités ci-dessus précédera un rapide aperçu de l'évolution tectonique de l'Asie centrale depuis le Paléozoïque.



A. Les grands ensembles géologiques de l'Asie centro-orientale

1) Le bloc sibérien (craton d'Angara)

Le bloc de la Sibérie constitue la majeure partie de la superficie du continent nord asiatique. Ce bloc est bordé à l'ouest par le bassin sibérien et les montagnes de l'Oural, au sud par l'orogène d'Altay-Sayan et la suture mongole-okhotsk et à l'est par la mer d'Okhotsk (figure I-1). Sa superficie en fait le plus grand bloc continental stable d'Asie. Appelé aussi craton d'Angara, il a une histoire qui commença avec sa consolidation au cours de l'Archéen, consolidation contemporaine du développement d'une ceinture ophiolitique (Dobretsov, et al., 1992).

Le socle d'âge Précambrien inférieur de la plate-forme sibérienne est caché sous une épaisse couverture sédimentaire du Protérozoïque supérieur (Riphéen), du Paléozoïque inférieur et du Mésozoïque. Dans la partie sud du craton, le soubassement archéen et protérozoïque inférieur affleure dans deux zones, l'une au sud-est, l'autre au sud-ouest : le bouclier d'Aldan et le bouclier de Prisayan (Aftalion, et al., 1991 ; Rundqvist and Mitrofanov, 1993) (figure I-1). Après la consolidation archéenne, durant le Protérozoïque inférieur et moyen, la marge sud du craton évolue en une marge continentale active en association avec le développement d'une ceinture volcano-plutonique dans la région du lac Baïkal.

Le contour actuel du bloc sibérien et de sa marge sud n'a pas beaucoup changé depuis le Paléozoïque inférieur. Il a toujours eu une influence importante sur la géométrie et l'histoire des structures se développant lors des différents épisodes de subduction-accrétion qui ont construit l'Asie centrale au cours du Paléozoïque. Les grandes zones tectoniques bordant le bloc de la Sibérie sont principalement la ceinture d'Asie centrale (plus particulièrement la suture mongole-okhotsk), la chaîne de l'Altay-Sayan et le complexe des Altaïdes et enfin, la partie sud de l'Oural qui sera citée pour mémoire. De plus les structures paléozoïques ont été régulièrement réactivées entre le milieu du Paléozoïque et durant le Mésozoïque, avant le rifting continental du lac Baïkal au Cénozoïque et l'extension régionale associée (Delvaux, et al., 1995).

2) Les Altaïdes

Cet ensemble orogénique, entourant le craton d'Angara, s'étire d'ouest en est sur 5000 km de l'Oural à l'est de la Mongolie (figure I-1). Les Altaïdes sont principalement formées par de nombreux complexes de subduction-accrétion (figure I-2), recoupés par de vastes plutons magmatiques d'arc et recouverts par leurs dérivés volcaniques (Sengör, et al., 1993 ; Suess, 1901). La majorité des unités constituant cet assemblage est bordée par de grands décrochements caractérisés par une linéation horizontale et une zone mylonitique comme la zone d'Irtysh-Erqishi par exemple. La totalité des Altaïdes aurait subi une déformation orogénique continue entre le Vendien et le Permien (Berzin, et al., 1994 ; Sengör, et al., 1993).

Sengör et al. (1993) ont découpé les Altaïdes en 26 unités de premier ordre. Afin de clarifier l'exposé, nous ne présenterons ici que celles qui sont en contact avec la zone d'étude, et nous conseillerons au lecteur de se référer à l'article de Sengör et al. (1993) pour plus de détails. Les numéros et les noms des unités présentées ci-dessous sont repris de ce même article (figure I-2). Les unités 10, 15, 21 et 23 seront décrites dans les chapitres correspondant respectivement au bloc du Junggar et à l'orogène d'Altay-Sayan

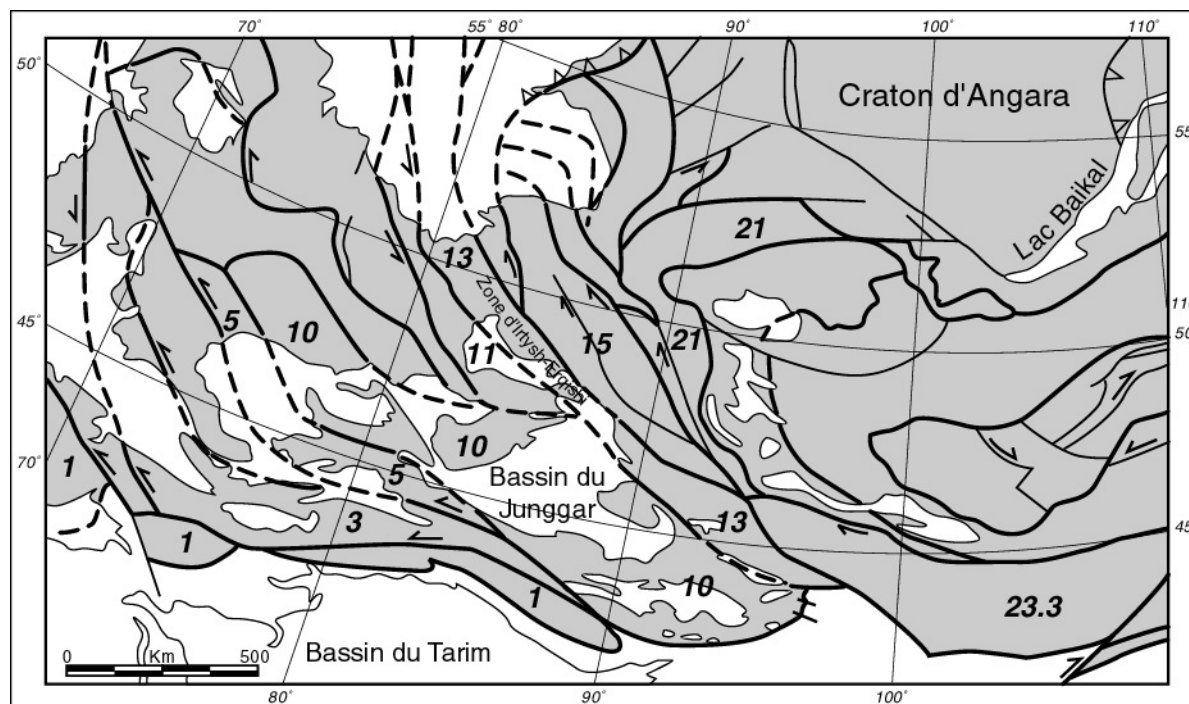


Figure I-2 : Carte tectonique synthétique des Altaïdes montrant les unités de premier ordre et les fragments continentaux autour du bassin du Junggar (modifiée d'après Sengör et al. (1993)).

-(1) Unité de Valerianov-Chatkal (figure I-3): Son socle métamorphique pré-vendien est recouvert en discordance de tillites vendiennes. Le Cambrien et l'Ordovicien sont représentés par des ardoises noires, des calcaires et des phosphorites discordants. Les arcs magmatiques d'âge Ordovicien à Dévonien inférieur sont composés de plutons et volcanites. Le Dévonien moyen et supérieur, ainsi que le Carbonifère inférieur sont caractérisés par des calcaires. Un magmatisme alcalin a eu lieu au Carbonifère supérieur, au Permien et par endroits au Trias inférieur. Des fragments ophiolitiques et des schistes verts et bleus ordoviciens et dévoniens affleurent dans le complexe d'accrétion. Des formations détritiques rouges du Carbonifère terminal et du Permien inférieur recouvrent la suture au sud et à l'ouest.

-(3) Unité de Chu-Terskey (figure I-3): Elle comporte un socle métamorphique d'âge Protérozoïque inférieur à supérieur ; des ophiolites vendiennes et cambriennes ; des granites et volcanites d'arc du Cambrien supérieur au Carbonifère ; des bassins d'avant et arrière-arc remplis de roches détritiques clastiques dévoniennes et carbonifères ; des volcanites alcalines et syénites du Permien inférieur.

-(5) Unité d'Atasu-Mointy (figure I-3): le socle métamorphique est recouvert par des roches clastiques, des tillites et carbonates vendiens ; du Vendien supérieur à l'Ordovicien moyen, ce sont des calcaires, cherts et phosphorites ; des granites et des roches volcaniques d'arc insulaire de l'Ordovicien supérieur au Carbonifère ; des calcaires dévono-carbonifères ; volcanites alcalines et syénites du Permien inférieur.

-(10) Unité Junggaro-Balkhash : cet ensemble tectonique regroupe le bloc du Junggar stricto sensu et toute sa marge nord-ouest. Sengör et al. (1993) y décrivent des ophiolites d'âge Cambrien supérieur à Ordovicien, des grès et schistes siluriens, et des roches détritiques, des calcaires et des volcanites d'arc du Dévonien au Permien. Les caractéristiques géologiques et stratigraphiques de cette unité seront plus détaillées dans le chapitre concernant le Junggar.

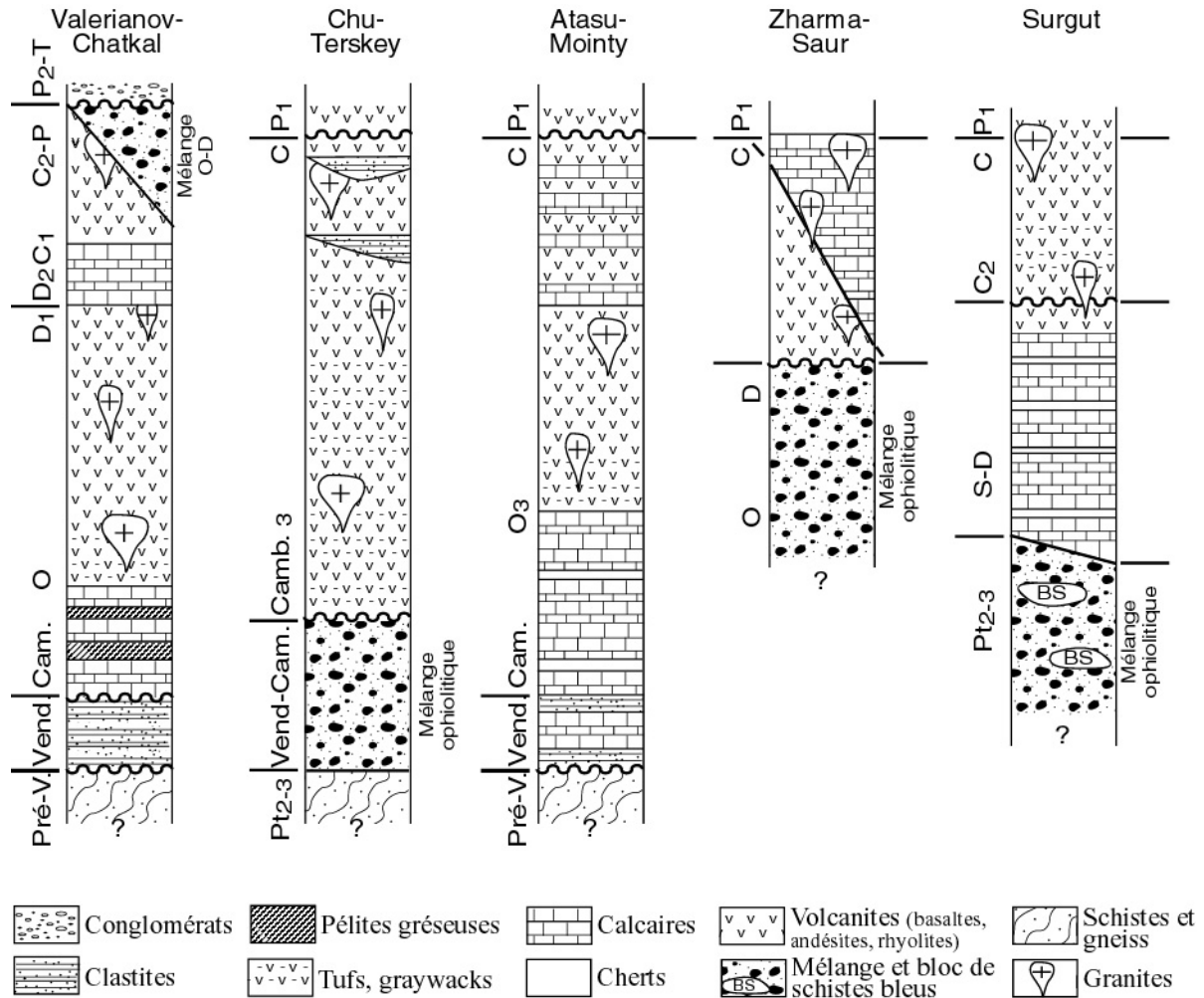


Figure I-3 : Colonnes stratigraphiques synthétiques des unités principales des Altaïdes.
Echelle verticale non respectée (d'après Sengör et al. (1993)).

-(11) Unité de Zharmasaur (figure I-3): il s'y trouve des ophiolites ordoviciennes à dévoniennes ; des volcanites du Dévonien moyen et du Carbonifère mises en contact avec des sédiments marins du même âge par une faille ; enfin, des granites carbonifères et permien recoupent ces formations.

-(13) Unité de Surgut (figure I-3): située entre le bloc du Junggar et la grande zone cisailante d'Irtysh-Erqishi, la partie sud-est de cette unité présente : des mélanges ophiolitiques à matrice serpentinitique ; des schistes HP-BT datés à 545-570 Ma ; des carbonates et cherts siluro-dévonien ; des calcaires et turbidites dévono-carbonifères ; une discordance majeure à la base du Carbonifère moyen ; des volcanites d'arc du Dévonien supérieur au Carbonifère supérieur ; enfin, des granites permien qui recoupent toutes les formations précédentes.

-(15) Unité de Gorny-Altay : cf. chapitre sur l'Altay-Sayan.

-(21) Unité de Kharkhirin-Ouest Sayan : cf. chapitre sur l'Altay-Sayan.

-(23) Unité Tuva-Mongole : cf. chapitre sur l'Altay-Sayan.

3) Le bloc du Junggar

Situé au nord du Xinjiang, le bassin du Junggar est bordé par le Tianshan au sud, les montagnes de Kelameili et de l'Altay à l'est et au nord-est, et enfin par les montagnes de Karamayi à l'ouest (figure I-1). Zone désertique de forme triangulaire, le bassin du Junggar a une superficie d'environ 130000 km² (figure 2). Entièrement recouvert de sédiments majoritairement détritiques d'âge Méso-Cénozoïque sur une épaisseur de 11 km (Hsü, 1989), le bloc du Junggar est toujours considéré comme une zone énigmatique pour ce qui est de son socle et de son obédience.

Comme il sera vu dans le chapitre 2, aucun affleurement de roches antérieures au Paléozoïque moyen autour du bassin ne permet de trancher quant à la nature du soubassement présent sous les formations secondaires, tertiaires et quaternaires. De nombreuses hypothèses ont été émises concernant la nature du socle de ce bassin. Certains auteurs pensent, en s'appuyant sur la géophysique (Gao, et al., 1998 ; Zhang, et al., 1984), qu'il y a une croûte continentale protérozoïque sous les sédiments méso-cénozoïques, d'autres émettent l'idée d'un socle constitué d'une croûte océanique paléozoïque (Carroll, et al., 1990 ; Hsü, 1988). Pour des raisons qui seront détaillées dans les chapitres suivants, l'hypothèse du socle continental sera retenue dans le cadre du travail présenté ici.

Après les collisions tardi-carbonifères dans le nord du Xinjiang, le bassin se retrouva isolé du milieu marin et devint un lac durant le Trias. Les sédiments lacustres jurassiques sont de ce fait très riches en charbon qui est abondamment exploité. L'isostasie et des chevauchements mésozoïques sont responsables d'une subsidence permettant une réouverture sur le milieu marin. Durant une déformation tertiaire, les structures faisant passer le Junggar sous ses bordures orogéniques ont joué un rôle de piège à hydrocarbures (Hsü, 1989 ; Nishidai and Berry, 1991). La région de Karamayi est aujourd'hui l'un des plus grands bassins pétrolières de Chine. Enfin, à la fin du Mésozoïque, le climat ayant changé et le bassin étant redevenu purement continental, les dépôts crétacés à néogènes sont représentés par des grès rouges. Ces formations détritiques ont été largement plissées et faillées sur les bordures du bassin lors de la tectonique néogène initiée par la collision Indo-Eurasienne. Quant aux structures paléozoïques, elles ne sont visibles que dans les orogènes bordant le bassin. Cela peut être dû au fait que ces structures n'ont pas été remobilisées lors des déformations cénozoïques, contrairement à ce qui s'est passé dans les montagnes environnantes qui doivent leur relief à ces réactivations tertiaires.

4) Le bloc du Tarim

Plus grand bassin désertique de Chine, le Tarim a une forme rhomboïdale de près de 560000 km² (figure 2). Il est limité au nord par l'orogène du Tianshan, et au sud par la chaîne du Kunlun et la grande faille de l'Altyn Tagh (figure I-1). Le remplissage et le fonctionnement du Tarim comme bassin intracontinental ont débuté au Mésozoïque, sous l'effet de la surrection des chaînes de montagnes qui l'entourent et de l'isostasie qui a permis une accumulation de 10 km de sédiments mésozoïques au centre du bassin.

Comme pour le bloc du Junggar, le socle du Tarim n'est pas bien connu. Toutefois, les études magnétiques ont mis en évidence une zone centrale de gneiss archéens (Zhang, et al., 1984), mais il n'y a pas d'affleurement permettant de confirmer la présence de tels gneiss au cœur du bassin. Cependant, près d'Aksu, des schistes bleus tardi-protérozoïques indiquent la présence d'une zone de subduction-collision précambrienne (Nakajima, et al., 1990). Le socle affleurant sur les bordures du bassin est constitué de gneiss plissés de l'Archéen supérieur. Le Protérozoïque est composé de schistes, de métasédiments, de marbres et dolomies et enfin de clastites littorales (Allen, et al., 1993 ; Allen, et al., 1991). Enfin, le Paléozoïque inférieur repose par une discordance sur le Protérozoïque. Après les épais dépôts mésozoïques accumulés lors de la subsidence, les formations de grès rouges du Crétacé et du Paléogène sont peu épaisses en raison d'une baisse du taux de subsidence. Comme dans le bassin du Junggar, les structures paléozoïques n'ont été réactivées par la tectonique tertiaire que dans les orogènes bordant le Tarim. Seules les failles et plis cénozoïques sont observables dans le bassin.

Enfin, les études paléomagnétiques (Li, 1990 ; Li, et al., 1988 ; Sharps, et al., 1989) montrent que le bloc du Tarim a percuté l'Eurasie à la fin du Paléozoïque. Ceci sera discuté et comparé avec les études structurales présentées dans le cadre de ce travail.

5) Le bloc de la Chine du nord

Le bloc continental de la Chine du nord (ou craton sino-coréen) constitue l'un des deux plus grands blocs présents en Chine avec le bloc du Yangtze (ou Chine du Sud) (figure I-1). Ce continent est bordé au nord par la ceinture plissée mongole, à l'ouest par le bloc du Tarim et l'orogène de Qilianshan, et enfin au sud par la chaîne de Qinling-Dabie qui marque la suture entre ce bloc et la Chine du Sud. L'âge de cette collision est encore largement débattu et peut se situer entre le Paléozoïque moyen et le Trias (Lin, 2000 ; Mattauer, et al., 1985 ; Meng and Zhang, 2000 ; Zhang, 1997 ; Zhao, et al., 1990).

Le socle métamorphique paléoprotérozoïque est constitué de gneiss, tonalites, trondhjémites, granodiorites, granulites, migmatites et marbres. Par endroits, des péridotites métamorphisées ont été décrites (Zhang, et al., 1984). Le Protérozoïque est représenté par des formations sédimentaires peu métamorphiques. Le Paléozoïque inférieur est caractérisé par des sédiments marins. Le long de la chaîne de Qinling, un hiatus des formations siluriennes et dévoniennes existe. Le Paléozoïque supérieur est largement composé de séquences volcaniques andésitiques dans toute la partie est du bloc. Ces séries andésitiques sont contenues dans des couches fossilifères d'âge Carbonifère supérieur à Permien inférieur (Zhang, 1997). Dans cette moitié est, le Permien moyen et supérieur est constitué de formations détritiques continentales (grès, charbons, bauxite) alors que la partie du bloc située à l'ouest de X'ian, subit des transgressions marines et les dépôts de calcaires et shales du même âge (Gao, et al., 1995b). Le Mésozoïque et le Cénozoïque sont principalement représentés par des clastites continentales sur toute la surface du bloc. Enfin, le bloc est affecté par la faille de Tancheng-Lujiang (Tan-Lu) qui marque maintenant la limite est du craton avec le Yangtze.

6) Le bloc du Qaidam

Situé au sud-est du bloc du Tarim, le bloc continental du Qaidam a une altitude moyenne de 3000 m, une largeur d'environ 250 km et une longueur de 400 km. Comme le bassin du Tarim, il est bordé par deux chaînes de montagnes : l'orogène du Kunlun au sud et les montagnes du Qilianshan au nord (figure I-1). La collision Indo-Eurasienne est responsable d'une importante compression nord-sud ayant entraîné la formation de ces deux chaînes orogéniques et la subsidence du bassin.

Sur un socle d'âge supposé Précambrien, les formations protérozoïques et paléozoïques sont comparables à celles exposées sur la bordure sud du Qilianshan ou sur les

piedmonts du Kunlun. Le Protérozoïque supérieur est principalement constitué de roches métamorphiques et volcaniques d'âge Cambrien-Silurien. Ces dernières sont par endroit associées à des sédiments marins profonds et ont subi une déformation paléozoïque. Les séries du Paléozoïque inférieur ont également été déformées, ce qui est interprété comme le résultat d'un épisode de subduction-collision de même âge. Au Carbonifère supérieur et Permien, un arc volcano-magmatique s'est développé sur la marge sud du bloc de la Chine du Nord. Ceci amène à l'hypothèse d'une subduction du bloc de Qaidam sous cette marge active à la fin du Paléozoïque. Finalement, la fermeture jurassique de la Paléo-Thétys a induit une subduction à pendage nord et la formation de l'orogène du Kunlun.

7) Le bloc du Tibet

Le bloc du Tibet, situé entre la chaîne de Kunlun et les montagnes de l'Himalaya, est un grand plateau de près de 2 millions de km² et a une altitude moyenne de 5000 m (figure 2). Cette région constitue une exceptionnelle anomalie topographique qui est le résultat de la collision de l'Inde avec l'Eurasie il y aurait entre 25 à 55 millions d'années (figure I-1)(Aitchison and Davis, 2001). D'une épaisseur moyenne de 50 à 70 km (Zhang, et al., 1984), ce bloc continental épaissi est en fait constitué de deux sous-blocs : le bloc de Qiangtang au nord et le bloc de Lhasa au sud (figure I-4). Ces deux blocs sont séparés par la suture d'Anduo. Elle est marquée par la présence de mélanges ophiolitiques contenant des blocs de roches ultrabasiques, de gabbros, de cherts, de volcanites et de flyschs. Des radiolarites ont livré des microfossiles indiquant un âge Jurassique supérieur.

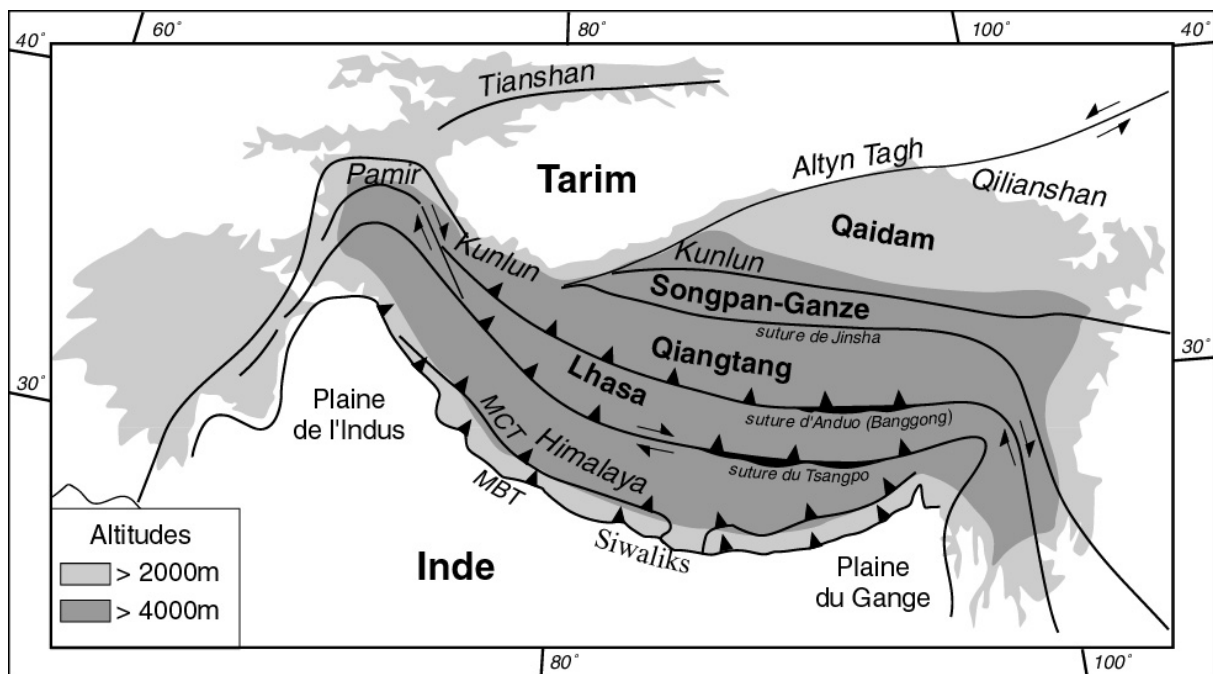


Figure I-4 : Carte tectonique schématisée du plateau tibétain (modifiée d'après Jolivet (1995) et Lehmkuhl et al. (2000)).

Le bloc de Qiangtang est constitué par une série carbonifère à permienne de schistes, quartzites et tillites. Le Crétacé est discordant sur le Paléozoïque supérieur. Ce bloc ne présente pas de déformation importante ni de métamorphisme intense. Il est bordé au nord par la suture de Jinsha supposée d'âge Trias moyen (Wang, et al., 2000). Le mélange ophiolitique y comporte des blocs variés de roches basiques et de calcaires dans une matrice serpentinitique ou gréseuse. Vers l'ouest cette suture se termine aux abords de l'orogène de Kunlun, et à l'est, elle semble s'anastomoser aux différentes sutures qui marquent la limite entre le bloc de la Chine du Sud et le bloc indochinois (Wang, et al., 2000).

Le bloc de Lhasa est constitué d'un socle cambrien sur lequel reposent les séries paléozoïques. Des volcanites et carbonates crétacés sont présents dans le nord de cette unité. Ce bloc est limité au sud par la suture du Tsangpo d'âge Crétacé supérieur à Tertiaire qui marquerait selon certains auteurs la collision entre l'Inde et un arc volcanique (Aitchison and Davis, 2001). Cette suture est soulignée par des sédiments marins mésozoïques, des mélanges ophiolitiques et des molasses post-collisionnelles (Searle, 2001).

B. Les grandes chaînes orogéniques de l'Asie centrale

1) La partie sud de l'Oural

Situé entre le bloc est-européen et le bloc sibérien, l'Oural marque la limite entre l'Asie à l'est et l'Europe à l'ouest (figure I-1). Quatre grandes unités peuvent être distinguées dans la partie sud de l'Oural. D'est en ouest, elles sont : la zone est-ouraliennne (granites et roches métamorphiques paléozoïques et précambriennes) ; la zone Magnitogorsk (formations volcaniques siluriennes et dévoniennes, mélange ophiolitique dévonien, volcanites d'âge Dévonien moyen à Carbonifère) ; une zone de suture (des gneiss comprenant des blocs éclogitiques et de schistes bleus, des lherzolites, des shales, des grès, des quartzites et schistes, des calcaires) ; la ceinture plissée et faillée de l'avant-pays (gneiss et migmatites, calcaires et volcanites, grès et conglomérats du Riphéen, Vendien détritique, grès et calcaires ordoviciens à carbonifères, remplissage carbonaté et évaporitique permien).

La moitié sud de l'Oural constitue une partie de la ceinture orogénique de collision qui s'est développée durant deux événements tectoniques. Du Dévonien supérieur au Carbonifère inférieur, la marge continentale du craton est-européen subducte vers l'est sous l'arc volcanique de Magnitogorsk (Brown, et al., 1999). Il en résulte le développement d'un prisme d'accrétion sur la plaque subductée et la collision de l'arc à la marge continentale le long de la faille majeure ouraliennne (Brown, et al., 1998 ; Echtler and Hetzel, 1997). Après l'accrétion de l'arc, une période sans déformation jusqu'au Carbonifère supérieur a permis le dépôt de carbonates jusqu'à la plate-forme est-européenne et sur l'arc accrété. Du Carbonifère terminal jusqu'à la transition permo-triasique, le paléo-océan ouralien à l'est se ferme et les arcs volcaniques et fragments continentaux s'accrètent le long d'une suture à pendage ouest (Echtler, et al., 1996). La fermeture du paléo-océan est responsable de la formation de structures d'avant-pays et d'une ceinture plissée en raison d'une structuration à vergence est. Cela entraîna la formation d'un bassin d'avant-pays largement rempli par des carbonates permien.

2) La chaîne de l'Altay-Sayan

Région bordant la bordure nord-est du bassin du Junggar et la marge sud-ouest du craton d'Angara, cet orogène s'étend sur une longueur d'environ 1000 km au sein du grand complexe orogénique des Altaïdes (Berzin, et al., 1994 ; Dehandschutter, et al., 1997 ; Delvaux, et al., 1995 ; Sengör, et al., 1993) (figures I-1 et I-2). Ce secteur est constitué par un assemblage de blocs gneissiques précambriens, de formations paléozoïques et de granites

(figure I-2). Depuis 1986, il est clairement établi, par la découverte de microfossiles de plantes dans la zone de Fuyun (Hu, et al., 2000), que le socle est d'âge Méso-Protérozoïque.

L'ensemble tectonique de l'Altay-Sayan peut être divisé en deux grandes unités (Sengör, et al., 1993). L'unité de Gorny-Altay (15 sur figure I-2) représentant un complexe d'accrétion du Paléozoïque inférieur souligné par un arc magmatique du Paléozoïque moyen, est composée : d'ophiolites du Vendien et du Cambrien inférieur ; de schistes de HP-BT ; des flyschs du Cambrien moyen et de l'Ordovicien inférieur, recoupés par des granites ordoviciens et recouverts par des grès et calcaires siluriens ; des volcanites calc-alcalines d'âge Dévonien moyen et des clastites du Dévonien supérieur. L'unité de Kharkhirin-Ouest Sayan (21 sur figure I-2) est principalement caractérisée par des flyschs. Elle comporte des andésites, grès et calcaires ordovico-siluriens qui sont discordants sur le socle métamorphique, des granites siluriens et dévoniens s'étirent jusqu'à l'unité Tuva-Mongole.

3) La zone plissée mongole et l'orogène Mongole-Okhotsk

La ceinture plissée mongole est un orogène phanérozoïque localisé entre le craton sibérien, ou plus exactement la partie sud-est des Altaïdes, au nord, et plusieurs cratons (dont celui de la Chine du Nord) au sud (figure I-1). Cette ceinture s'étend sur près de 2000 km d'est en ouest en Mongolie intérieure et extérieure. La structuration de cette région et le magmatisme important qui y est présent, sont principalement dus à la collision du bloc Sibérie avec le bloc Mongolie-Chine du Nord. Deux branches principales peuvent être distinguées.

Tout d'abord, l'orogène Mongole-Okhotsk (figure I-1), issu de la collision de la Sibérie avec la marge nord du bloc mongol durant la transition Permien-Trias (Zorin, 1999). Branche nord de la zone plissée mongole, cette zone met en contact le socle précambrien de la Sibérie avec la région plissée précambrienne et paléozoïque du lac Baïkal. La fermeture océanique est aussi marquée par un volcanisme sub-alcalin et alcalin sur la marge active de type andin du bloc sibérien.

La branche sud de la zone plissée mongole est représentée par trois ensembles ophiolitiques d'âges différents qui divisent le secteur en trois zones (Allen, et al., 1989). Le long de la marge nord du bloc de la Chine du nord, la zone de Baiyu représente une zone de rift continental remplie par du volcanisme protérozoïque et des roches sédimentaires (Liang, 1991). Au nord de cette unité, la zone de Xar Moron est caractérisée par des roches sédimentaires d'âge Cambrien à Ordovicien. Ces deux unités sont séparées par le massif ophiolitique de Ondor Sum (ou de Wenduermiao-Kedanshan) daté à environ 440 Ma (Hsü, et al., 1991 ; Tang and Zhang, 1991). Ces ophiolites comportent des blocs métasédimentaires et métavolcaniques dans une matrice serpentinisée. Enfin, la zone la plus au nord, la zone de Xilin Hot, consiste en des séries sédimentaires siluro-carbonifères, comprenant des calcaires et des grès, ainsi que des volcanites andésitiques (Robinson, et al., 1999). La bordure sud de cette unité est caractérisée par le mélange ophiolitique de Solon Obo (ou de Sunitezuoqi) daté à 409 Ma (Shao and Tang, 1996) et qui est recouvert par des calcaires dont l'âge est compris entre le Silurien supérieur et le Dévonien inférieur. Au nord de la zone de Xilin Hot, le massif ophiolitique de Hegenshan est supposé se prolonger à l'ouest jusqu'aux montagnes de Kelameili (au nord du bassin du Junggar). Cette hypothèse sera discutée dans le chapitre consacré au secteur de Kelameili.

Après les épisodes d'accrétion, mais avant la fermeture de l'océan Mongole-Okhotsk, des formations sédimentaires continentales du Permien moyen-supérieur se sont déposées dans toute la ceinture mongole jusque dans le nord Xinjiang (Robinson, et al., 1999).

4) Le Tianshan

La chaîne du Tianshan (ou Tien Shan selon certains auteurs) fait l'objet d'une étude approfondie dans ce manuscrit et nous ne citerons ici que ses principales caractéristiques qui seront détaillées dans le deuxième chapitre de cette partie.

Longue de près de 3000km, la chaîne du Tianshan s'étend de la Mongolie extérieure à l'est jusqu'au Kazakhstan à l'ouest. Son altitude peut atteindre plus de 7000m dans sa moitié ouest, mais dans sa partie chinoise, elle dépasse rarement les 6000m. Ce relief est issu de la collision tertiaire Indo-eurasienne qui a induit une déformation intracontinentale importante de la région.

Elle représente le résultat d'une histoire géologique paléozoïque complexe. Cette histoire paléozoïque, qui est l'objet de cette thèse, résulte de deux principales phases d'accrétions, une au Paléozoïque moyen et une au Paléozoïque supérieur. De ces événements résultent de nombreux massifs ophiolitiques et arcs volcaniques dont les âges s'échelonnent de l'Ordovicien au Carbonifère. A la fin du Paléozoïque, de grands décrochements ont découpé la chaîne en grandes unités orientées ouest-est : le Tianshan sud, le Tianshan central et le Tianshan nord. Nous verrons dans le chapitre 3 que leurs caractéristiques pétro-structurales sont différentes.

5) Le Pamir

Le Pamir constitue la partie nord du complexe Pamir-Punjab appartenant à la grande ceinture alpine qui est bordée, dans cette région, par l'Inde au sud, le Tibet à l'est, l'Afghanistan à l'ouest et le Tianshan au nord (figure I-1). Caractérisé par une alternance de chaînes de montagne et de plateaux, le Pamir a été fortement déformé lors de la collision tertiaire Indo-Eurasienne (Aitchison and Davis, 2001 ; Avouac and Tapponnier, 1993 ; Molnar and Tapponnier, 1975). Les structures antérieures à cette déformation tertiaire sont issues de mouvements horizontaux considérables (Bazhenov, 1996).

Le Pamir peut être divisé en quatre zones, en forme d'arc (figure I-5) : le Pamir externe, le Pamir nord, le Pamir central et le Pamir sud. Seules seront décrites ici les deux unités septentrionales qui sont directement en contact avec le Tianshan et le Tarim.

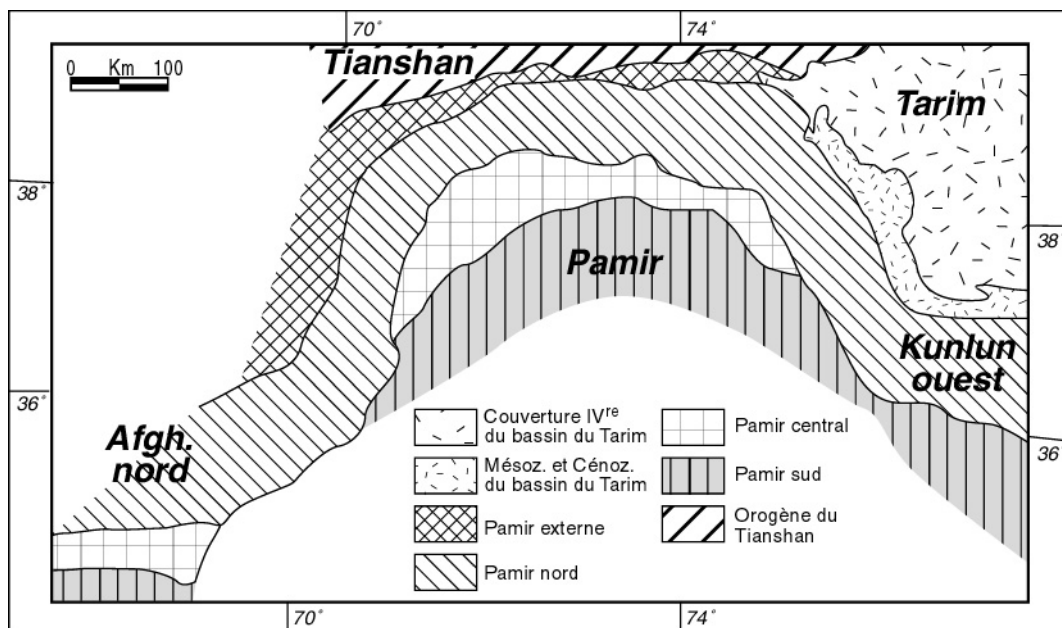


Figure I-5 : Carte géologique simplifiée de l'orogène du Pamir (modifiée d'après Bazhenov (1996)).

La zone externe comprend des roches sédimentaires mésozoïques et cénozoïques et est considérée comme une bande fortement déformée entre le bassin du Tadjik à l'ouest et le bassin du Tarim, qu'elle chevauche, à l'est. Un des premiers plissements affectant cette unité a eu lieu au Miocène inférieur (Bazhenov, 1996) mais la déformation majeure a pris place entre le Miocène supérieur et le Quaternaire, issue de la collision de l'Inde avec la marge sud de l'Eurasie (Avouac and Tapponnier, 1993 ; Molnar and Tapponnier, 1975).

Le Pamir nord est principalement constitué de roches carbonifères et permienes et s'étend de l'Hindu Kush à l'ouest jusqu'aux montagnes de Kunlun à l'est (Burtman and Molnar, 1993). La bordure sud de cette unité est représentée par le chevauchement régional de Tanymas-Akbaytal. Un intense volcanisme a pris place durant le Trias et le Jurassique inférieur dans l'ouest de cette zone.

Trois grandes sutures sont décrites dans cet orogène : la suture de la paléo-Thétys, initiée au Carbonifère, passe dans le Pamir nord et dans le Kunlun central à l'est (Bazhenov and Burtman, 1986) ; la suture de la méso-Thétys d'âge Crétacé moyen marque la limite entre le Pamir central et le Pamir sud ; la suture de la branche principale de la Thétys passe au nord de la plaine de L'Indus et a été initiée au Paléogène en raison de la convergence de la plaque indienne et d'un arc insulaire vers l'Eurasie (Aitchison and Davis, 2001).

6) La chaîne de Qilianshan

Le long de la bordure nord du bassin de Qaidam, l'orogène calédonien du Qilianshan s'étend sur 600 km entre la faille d'Altyn Tagh au nord-ouest, et la chaîne de Qinling-Dabie au sud-est (figure I-1). Le socle protérozoïque est principalement constitué de gneiss, schistes et marbres. Il existe de plus des blocs éclogitiques datés à environ 495 Ma (Yang, et al., 1994; Yang, et al., 2000) qui seraient les traces d'un métamorphisme important issu d'une subduction d'âge Paléozoïque inférieur. Celle-ci aurait amené la fermeture du bassin océanique compris entre le bloc Qaidam et le paléo-bloc Qilian. Les formations du Paléozoïque inférieur sont constituées de roches détritiques cambriennes, de calcaires et volcanites ordoviciens, et de grès et marnes siluriens. Le Dévonien et le Carbonifère comportent des conglomérats, des sédiments volcano-détritiques et des calcaires.

7) La chaîne de Kunlun

S'étendant sur près de 2000 km le long de la bordure nord du plateau du Tibet, le Kunlun est l'un des plus importants orogènes de la Chine centrale (figure I-1). Cette chaîne est bordée à l'ouest par le Pamir et à l'est par les montagnes de Qinling-Dabie. Le Kunlun est considéré comme la limite entre les domaines Téthys-Himalayen au sud et Paléo-asiatique au nord (Yang, et al., 1996).

La chaîne est découpée par la grande faille continentale senestre d'Altyn Tagh en deux grands segments : le segment ouest et le segment est (figure I-6). La zone ouest du Kunlun est bordée par le bloc du Tarim au nord et le bloc de Qiangtang au sud. Cette partie du Kunlun, intensément plissée et faillée, est divisée en trois unités tectoniques séparées par des accidents majeurs (Jiang, et al., 1986 ; Jiang, et al., 1992). L'unité nord est une zone plissée tardi-paléozoïque comportant une épaisse séquence sédimentaire du Paléozoïque supérieur, une série ophiolitique du Carbonifère inférieur, et des intrusions granitiques. La série ophiolitique, largement métamorphisée, a été datée à 360 Ma (Rb-Sr sur basalte) (Jiang, et al., 1992), ce qui lui confère un âge sensiblement identique à l'âge des ophiolites décrites dans le Pamir (Ruzengev and Posgelov, 1977). Ces ophiolites sont interprétées comme étant issues de la collision du Tarim avec le paléo-bloc Kunlun sud (Mattern and Schneider, 2000). L'unité centrale est principalement constituée de plutons granitiques, dont les âges sont compris entre le Paléozoïque moyen et le Mésozoïque inférieur, et qui recoupent les roches métamorphiques précambriennes et paléozoïques. L'unité méridionale fortement plissée a été formée au cours d'une histoire tectonique complexe. Les formations du Paléozoïque inférieur et du

Mésozoïque inférieur reposent ici sur le Précambrien (Yang, et al., 1996). De même, les formations marines jurassiques et crétacées sont discordantes sur les épais dépôts flyschoides triasiques qui sont recoupés par des granites, diorites et syénites intrusives mésozoïques.

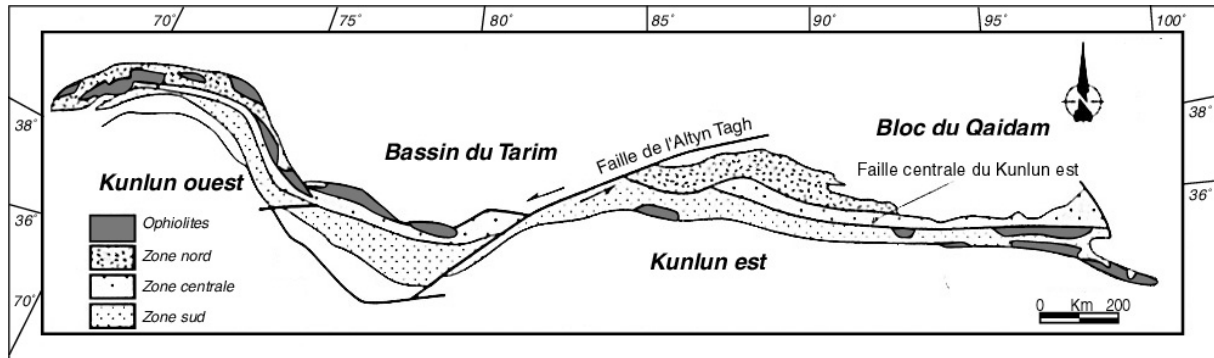


Figure I-6 : Carte géologique simplifiée de l'orogène du Kunlun (modifiée d'après Yang et al. (1996)).

Le segment est du Kunlun est lui aussi divisé en trois sous-unités (Jiang, et al., 1986; Jiang, et al., 1992), différentes de celles du segment ouest. La zone nord, d'âge Paléozoïque inférieur, est largement plissée et consiste principalement en des volcanites et sédiments marins ordoviciens recouverts par les roches détritiques dévoniennes. Quelques affleurements épars de roches carbonatées carbonifères et permienes sont à noter, et de nombreux granites tardi-paléozoïques recoupent les formations paléozoïques (Jiang, et al., 1992). La zone centrale est caractérisée par des roches granitiques d'âge Paléozoïque supérieur ou Mésozoïque. Dans cette unité, affleurent également : des schistes protérozoïques ; des grès continentaux, des conglomérats et des volcanites dévoniens ; des calcaires marins carbonifères. Sur la bordure sud de cette zone, il existe une suite ophiolitique datée à 518 ± 3 Ma (U-Pb sur zircon) (Yang, et al., 1995), qui indique la fermeture d'un bassin océanique entre les paléo-blocs Kunlun nord et Kunlun sud (Yang, et al., 1996). Comme son homologue à l'Ouest, l'unité sud est fortement plissée et consiste en des formations d'âge Précambrien à Mésozoïque affectées par des chevauchements tertiaires développés du nord vers le sud. La bordure méridionale de cette zone est caractérisée par des ophiolites permo-triasiques (Jiang, et al., 1992 ; Yang, et al., 1996) fortement déformées qui soulignent une suture majeure entre l'Eurasie et le Gondwana.

8) La zone de Songpan-Ganze

De forme triangulaire et entourée par la suture de Jinsha au sud-ouest, la chaîne du Kunlun au nord et le bloc du Yangtze au sud-est, la zone de Songpan-Ganze est principalement composée de flyschs plissés triasiques et de granites mésozoïques (figure I-1). Elle est interprétée comme étant le prisme d'accrétion formé lors d'une subduction à pendage nord-ouest (Mattauer, et al., 1985). Un grand décollement, à vergence sud-est et localisé dans la couverture sédimentaire désolidarisée du socle protérozoïque du Yangtze, a fait chevaucher les flyschs sur la bordure amincie du bloc de la Chine du Sud. Des massifs granitiques post-

orogéniques qui recoupent les structures majeures associées au décollement ont été datés à 197 ± 6 Ma (Xu, et al., 1985).

9) L'Himalaya

Constituant la limite entre le bloc indien et le plateau tibétain (figure I-1), la chaîne de l'Himalaya est le résultat de la collision continent-continent au milieu du Tertiaire de l'Inde avec l'Eurasie qui aurait suivi une collision de l'Inde avec un arc océanique à la fin du Crétacé (Aitchison and Davis, 2001)(figure I-4). De grands chevauchements à pendage nord, parallèles à la chaîne, sont responsables d'un épaississement important de la croûte indienne. Ces deux structures, le MCT (Main Central Thrust) et le MBT (Main Boundary Thrust) (figure I-4), ont été actives successivement depuis le début de la collision. Le MCT est un chevauchement ductile éocène-oligocène souligné par une zone mylonitique gneissique très déformée (Brunel, 1986). Il met en contact le Haut Himalaya qui comprend, sur un socle précambrien, la série théthysienne nord-indienne et les flyschs crétacés. Le socle précambrien chevauche le Paléozoïque du Bas Himalaya au niveau du MCT. Le MBT, dont l'activité commença après l'Eocène et qui est encore actif, fait chevaucher le Bas Himalaya sur la zone sub-himalayenne caractérisée par la zone des Siwaliks (croûte indienne et sa couverture sédimentaire plissée) (Mattaue, 1986).

Cette chaîne est le résultat de la collision de l'Inde avec un arc intra-océanique initiée il y a 55 millions d'années, puis de la collision continent-continent entre l'Inde et l'Eurasie il y a 25 millions d'années. Ce dernier événement a progressivement entraîné une partie du bloc indien sous le Tibet, ce qui est responsable de l'épaississement crustal de la région tibétaine. Au cours de la collision, la déformation fit se développer de nombreux accidents évoluant avec les contraintes : rotations des structures précoces, propagation des contraintes vers le nord et l'est par l'intermédiaire de grandes failles crustales (e.g. faille de l'Altyn Tagh (Mattaue, et al., 1999). Ces failles issues de la collision et de la remontée vers le nord de l'Inde, sont encore actives et sont responsables du relief anormal de cette partie de l'Asie (figure 2) et des nombreux chevauchements et décrochements présents autour des bassins et blocs situés plus au nord.

C. Aperçu de l'évolution tectonique de l'Asie centrale depuis le Paléozoïque

Depuis Argand (Burchfiel and Royden, 1991) et Suess (1901), l'Asie centrale est considérée comme le résultat d'accrétions continentales ayant augmenté considérablement sa superficie. Comme il a été vu précédemment, de nombreuses sutures paléozoïques et méso-cénozoïques (figure I-7) séparent les blocs continentaux provenant presque tous du morcellement du Gondwana. Ces phénomènes ont eu lieu entre le début du Paléozoïque et la fin du Paléogène.

Au Protérozoïque, les blocs sont stables comme le montrent des dépôts glaciaires sinien et des schistes houillers du Cambrien inférieur sur les cratons chinois. Tous les blocs formant maintenant l'Asie constituaient au Protérozoïque le Gondwana localisé au sud (exceptés le craton d'Angara (Sibérie) et le craton européen, qui avec d'autres micro-continentes sont situés au nord).

Progressivement, dès le Paléozoïque inférieur, débutent les accrétions qui formeront les Altaïdes (Dobretsov, et al., 1995 ; Sengör, et al., 1993). Au sud, le morcellement du Gondwana est souligné par des petits bassins océaniques qui s'ouvrent et se ferment pour former des sutures telles que celle du Qilianshan où l'âge du pic du métamorphisme est d'environ 495 Ma (Yang, et al., 2000). Cette zone de suture peut résulter de la collision entre

le Qaidam et le bloc Chine du nord. De même, un bassin océanique situé entre les paléo-blocs du Kunlun nord et sud se ferme, et les ophiolites qui résultent de cette fermeture ont été datées à 518 Ma (Yang, et al., 1995 ; Yang, et al., 1996 ; Yang, 1996).

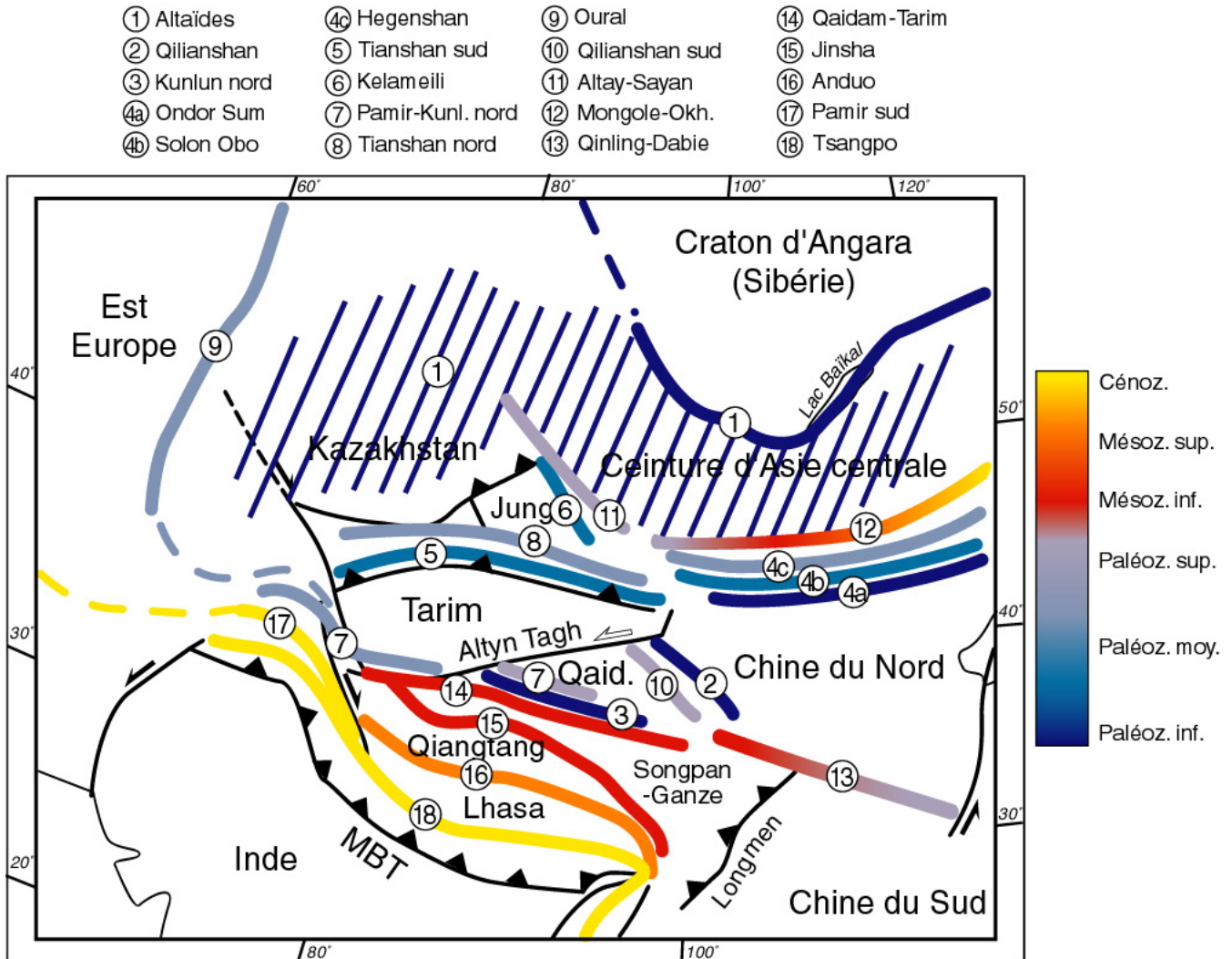


Figure I-7 : Carte synthétique de la répartition des sutures et de leur âge en Asie centrale. Dessinée d'après les références citées dans le texte.

A l'Ordovicien, une première fermeture de bassin océanique se produit dans la ceinture plissée mongole et induit la formation de la suture de Ondor Sum datée à environ 440 Ma (Hsü, et al., 1991 ; Tang and Zhang, 1991). Cette suture marque la limite entre la zone protérozoïque de Baiyu et l'unité cambro-ordovicienne de Xar Moron (Robinson, et al., 1999).

A la transition siluro-dévonienne, une deuxième accréation se produit dans la ceinture plissée mongole : la suture de Solon Obo qui marque la limite entre l'unité de Xar Moron et l'unité siluro-carbonifère de Xilin Hot au nord (Shao and Tang, 1996). Dans le même temps, l'accréation d'un arc volcanique (le Tianshan central) avec la marge passive nord du Tarim marque la fermeture du paléo-océan du Tianshan. Pendant le Dévonien supérieur et Carbonifère inférieur, la marge continentale européenne subducte vers l'est sous l'arc de Magnitogorsk (Brown, et al., 1999 ; Brown, et al., 1998 ; Echtler and Hetzel, 1997).

Entre le Dévonien supérieur et le Carbonifère inférieur, l'accréation du bloc du Junggar à la bordure sud-ouest de la ceinture mongole forme la suture de Kelameili. A partir du Carbonifère inférieur, entre la zone de Xilin Hot et les Altaïdes au nord, un océan d'âge supposé Dévonien (Liang, 1991) se ferme et forme la suture ophiolitique de Hegenshan dont la mise en place a été datée du Carbonifère (Robinson, et al., 1999). Au Carbonifère moyen, des carbonates se déposent sur les marges sibérienne et européenne. Au sud, la fermeture de la paléo-Thétys au niveau de l'unité du Pamir nord produit une suture qui se prolonge à l'est dans le Kunlun (Bazhenov and Burtman, 1986 ; Jiang, et al., 1992) où il se produit la collision entre la marge sud du bloc du Tarim et le paléo-Kunlun (Mattern and Schneider, 2000). Dans le Tianshan, le paléo-océan Junggar se ferme durant le Carbonifère supérieur, ce qui entraîne la collision de l'arc calco-alcalin du Tianshan nord avec le Tianshan central (Gao, et al., 1998 ; Ma, et al., 1990 ; Shi, et al., 1994 ; Shu, et al., 1999b). A la fin du Carbonifère supérieur, le paléo-océan ouralien se ferme et les arcs s'accrètent le long d'une suture à pendage ouest. La collision entraîne la formation de l'orogène de l'Oural (Brown, et al., 1999 ; Brown, et al., 1998 ; Echtler and Hetzel, 1997).

Au Permien inférieur, la subduction du paléo-océan situé entre le paléo-bloc de Qilian et le bloc du Qaidam au nord aboutit à la fermeture du bassin carbonaté dévono-carbonifère. Au Permien moyen, l'accréation de micro-continentaux à la Sibérie, débutée au Paléozoïque inférieur, se termine et forme l'orogène de l'Altay-Sayan. Jusqu'au Trias, des carbonates se déposent sur la région de l'Oural. L'extrémité occidentale de la bordure nord de la Mongolie (représentée par la branche la plus septentrionale de la ceinture plissée mongole) rejoint le complexe des Altaïdes et le craton sibérien précambrien. La fermeture du bassin paléopacifique Mongole-Okhotsk débute à la manière d'un ciseau (Zorin, 1999). Enkin, et al. (1992) proposent un âge triasique pour le début de cette convergence. La collision entre les blocs Chine du Nord et Chine du Sud est similaire et diachronique entre l'est, où elle a lieu au Permien, et l'ouest où cette collision prend fin au Trias et Jurassique (Nie, et al., 1994).

A la transition entre le Permien moyen et supérieur, sur toute la ceinture mongole et les Altaïdes, des sédiments détritiques continentaux forment des dépôts discordants sur les sutures antérieures (Robinson, et al., 1999). Au Permien supérieur, il se produit la collision du bloc de Qaidam avec le bloc du Tarim et la fin des accréations autour du Junggar. Le bloc Chine du Nord et la ceinture plissée mongole sont accrétés l'un à l'autre (Enkin, et al., 1992). La croûte océanique du bassin mongole-okhotsk subducte sous l'arc volcanique calco-alcalin de la marge sibérienne, qui est active jusqu'au Jurassique (Zorin, 1999).

Durant le Permien, de nombreux décrochements ductiles affectent les formations paléozoïques et les socles protérozoïques dans le nord de l'Asie centrale. Ces mouvements transcurrents peuvent être rapportés à des rotations relatives des blocs qui permettent l'accommodation des contraintes résiduelles issues des accréations antérieures autour du Junggar (Dehandschutter, et al., 1997 ; Laurent-Charvet, et al., 2001 ; Mitrokhin, et al., 1997).

Durant le Trias, la collision entre le Qiangtang et l'ensemble Tarim-Qaidam est synchrone de la fermeture de la mer de Songpan-Ganze située au nord du bloc de Qiangtang. Ceci induit la formation de la zone de suture de Jinsha (Wang, et al., 2000) qui se prolonge à l'est dans le Kunlun au niveau de la suture permo-triasique au sud du Kunlun (Jiang, et al., 1992 ; Yang, et al., 1996). La fermeture de l'océan mongole-okhotsk continue en progressant vers l'est (Enkin, et al., 1992).

Au Jurassique, le bloc de Lhasa migre vers le nord, le bassin de Songpan-Ganze continue de se fermer tout comme l'océan Mongole-Okhotsk. A la fin du Jurassique, le bloc de Lhasa est accrété au bloc de Qiangtang au niveau de la suture d'Anduo (Wang, et al., 2000). La fermeture de l'océan Mongole-Okhotsk se termine (Enkin, et al., 1992 ; Zorin, 1999). Cet océan est fermé au Crétacé inférieur, ce qui entraîne la collision entre les deux blocs et la formation de la suture Mongole-Okhotsk. A l'arrière de la suture, un épisode de rifting post-collisionnel prend place dans la région Trans-Baïkal (Zorin, 1999). Les autres collisions se terminent et l'ensemble tectonique asiatique est presque stable. L'Inde commence son trajet vers le nord (Enkin, et al., 1992). Dans le Pamir, la méso-Thétys se ferme au Crétacé moyen. Au Crétacé supérieur, la Thétys commence à se fermer en subductant sous l'arc insulaire eurasienn.

Au Tertiaire, l'Inde entre en collision avec le continent asiatique au niveau du bloc de Lhasa et du Pamir (Mattaue, 1986 ; Mattaue, et al., 1999 ; Matte, et al., 1996). Cette collision induit de nombreux décrochements amenant à « l'éjection » des blocs indochinois et de Shan Thaï. Le reste du continent est le siège d'une sédimentation continentale. L'ensemble est stable mais la collision indo-eurasienne entraîne des contraintes importantes dont la propagation vers le nord perdure encore maintenant (Cunningham, et al., 1996a ; Jolivet, 1995 ; Molnar and Tapponnier, 1975 ; Tapponnier and Molnar, 1979). Ceci aboutit à de nombreux chevauchements et décrochements fragiles entre les blocs ou au sein des orogènes paléozoïques. De nombreuses structures sont encore actives dans toute l'Asie centrale et du sud-est (Avouac and Tapponnier, 1993 ; Avouac, et al., 1993 ; Cunningham, et al., 1996b ; Tapponnier and Molnar, 1979).

Chapitre 2 : Contexte géologique régional : Le nord Xinjiang

A. Introduction

L'assemblage paléozoïque de l'Asie centrale résulte de nombreuses collisions de blocs et de fragments continentaux, d'arcs et de prismes d'accrétion autour du noyau d'Angara (Berzin, et al., 1994 ; Coleman, 1989 ; Dobretsov, et al., 1995 ; Huang, et al., 1990 ; Sengör, et al., 1993). Des sutures paléozoïques et des systèmes collisionnels témoignent des disparitions de bassins océaniques au cours du Paléozoïque. Les études paléomagnétiques (Enkin, et al., 1992 ; Li, 1990 ; Li, et al., 1988 ; Sharps, 1990 ; Sharps, et al., 1989) confirment que le bloc du Tarim a percuté l'Eurasie à la fin du Paléozoïque et que cette collision précède les fermetures des paléo-océans apparentés à la Thétys et situés anciennement au niveau du Kunlun et, encore plus au sud, entre l'Inde et le Tibet.

La région du Xinjiang, qui inclut des parties de nombreux blocs, comme la Sibérie (ou plus exactement l'orogène de l'Altay-Sayan) et le bloc Kazakhstan-Yili, a une géologie qui s'articule autour des blocs Tarim et Junggar (figure I-8). Elle a été formée par les fermetures polyphasées, au cours du Paléozoïque moyen et supérieur, de l'océan paléoasiatique et de bassins océaniques marginaux (Berzin, et al., 1994 ; Coleman, 1989 ; Dobretsov, et al., 1995 ; Gao, et al., 1998 ; Ma, et al., 1993 ; Shi, et al., 1994 ; Xiao, et al., 1992 ; Xiao, et al., 1994 ; Xiao, et al., 1990).

Ces phénomènes de subduction-accrétion ont laissé de nombreuses traces sous forme d'arcs volcaniques et de reliques ou mélanges ophiolitiques autour du bassin du Junggar.

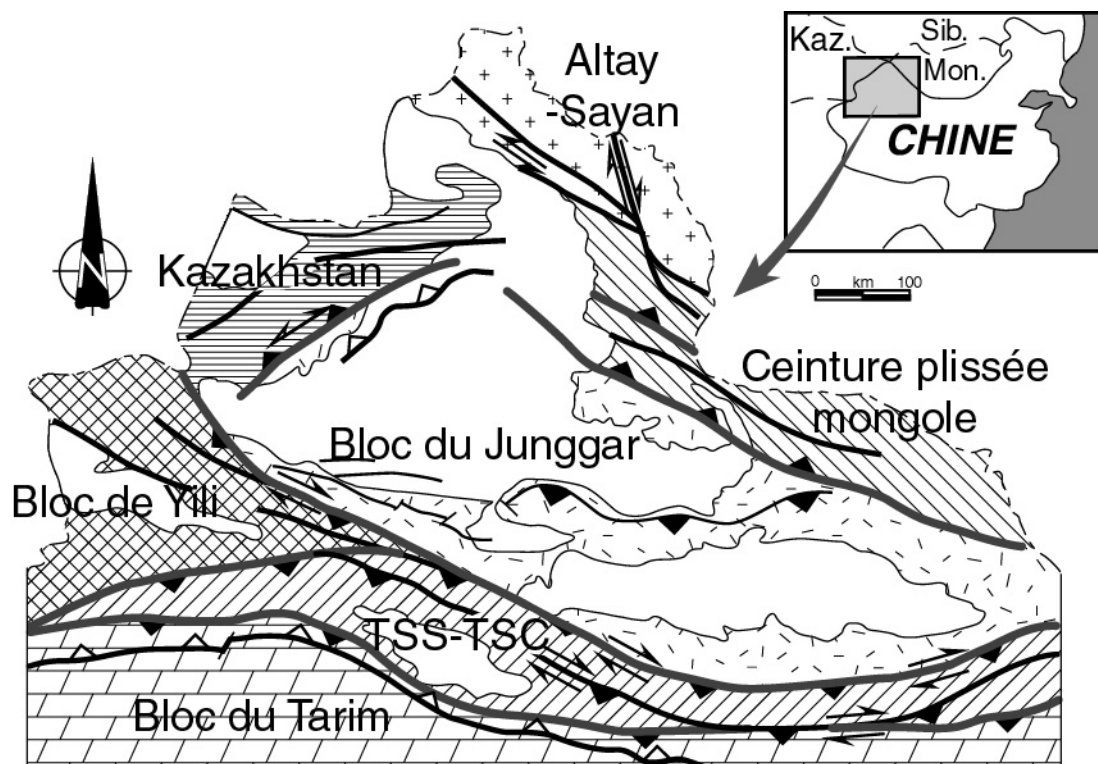
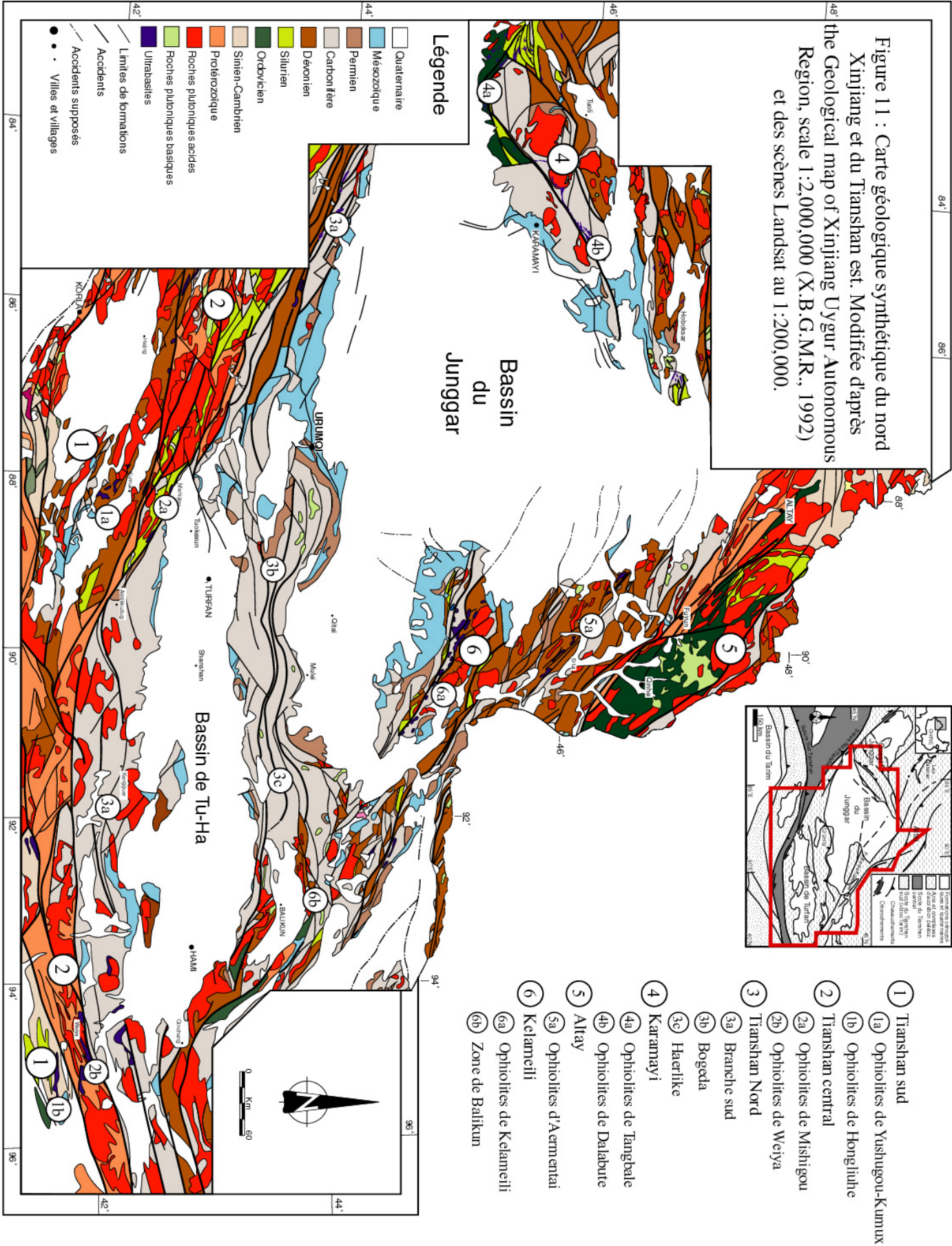


Figure I-8 : Schéma structural simplifié de la moitié nord du Xinjiang montrant les blocs et des grandes unités présents dans cette région. En trait épais gris : les sutures supposées.



Autour du bassin du Junggar (figure I-9), de forme triangulaire, les chaînes de l'Altay-Sayan (montagnes de l'Altai) au nord-est, de Karamayi (ou Dalabute) à l'ouest, du Tianshan au sud et de Kelameili à l'est, témoignent des événements collisionnels passés. De nombreuses études ont été menées sur la région du Tianshan et du pourtour du Junggar, mais elles concernent principalement des zones très localisées, et peu de travaux incluent une interprétation régionale des orogènes, des structures et de leur cinématique. En particulier, les relations structurales et chronologiques des sutures bordant le Junggar sont encore problématiques.

A la fin du Paléozoïque, les régimes collisionnels ont évolué en un régime transcurrent qui permit l'accommodation des contraintes résiduelles en reprenant les anciennes structures chevauchantes. Au Permien, de nombreux décrochements ont donc affecté la moitié nord du Xinjiang et le sud de l'Altay-Sayan. Ils auraient découpé, et sans doute fortement décalé, les unités ou ensembles géologiques antérieurs (Allen, et al., 1995 ; Allen, et al., 1992 ; Chen, 1994 ; Cui, 1995 ; Dehandschutter, et al., 1997 ; Laurent-Charvet, et al., 2000 ; Laurent-Charvet, et al., 2001 ; Liu, et al., 1996 ; Melnikov, et al., 1997 ; Melnikov, et al., 1998 ; Shu, et al., 1999a ; Shu, et al., 1998). Dans ce travail, ces décrochements feront l'objet d'une étude particulière car ils nécessitent d'être bien compris pour la reconstruction géodynamique envisagée des événements antérieurs.

Après la consolidation de l'Eurasie au Permien, les accrétions mésozoïques et cénozoïques de blocs continentaux sur la marge sud de cet ensemble tectonique ont réactivé les structures et failles préexistantes (Molnar and Tapponnier, 1975 ; Tapponnier and Molnar, 1979). En particulier, la collision tertiaire de l'Inde avec l'Eurasie a joué un rôle très important dans la réactivation des anciens accidents par un raccourcissement crustal N-S, et dans l'élaboration du relief actuel des montagnes environnantes (Burchfiel, 1994 ; Burchfiel, et al., 1999 ; Mattauer, et al., 1999 ; Molnar and Tapponnier, 1975 ; Tapponnier and Molnar, 1979). Ainsi, un des problèmes rencontrés durant cette étude est le nombre important de failles tertiaires et quaternaires qui recoupent et faussent la géométrie des structures et des unités issues des événements paléozoïques.

Dans ce chapitre, une description de la géologie des différentes unités ou régions faisant l'objet de cette étude, précédera un rapide aperçu de l'histoire de cette région du Protérozoïque au Tertiaire.

B. Les grands ensembles géologiques

1) La chaîne du Tianshan

Encore récemment, certains géologues chinois considéraient le Tianshan comme un géosynclinal qui s'est formé à la bordure nord du Tarim (Huang, et al., 1990 ; Ren, et al., 1996) ou comme un géosynclinal polycyclique faisant partie de l'immense ceinture plissée Oural-Mongole-Okhotsk (Wang, et al., 1990).

Depuis une dizaine d'années, les géologues internationaux, comme Windley et al. (1990), Allen et al. (1993) et Gao et al., (1998), considèrent la chaîne du Tianshan comme une ceinture orogénique paléozoïque qui comporte deux sutures principales : la plus méridionale dans le Tianshan sud est datée du Dévonien, et sépare la marge passive nord du Tarim de l'arc volcanique ordovicien du Tianshan central (1a sur la figure I-9) ; la plus septentrionale, est la suture nord Tianshan qui marque la limite entre le Tianshan central et l'arc volcanique carbonifère du Tianshan nord, qui repose sur le socle du Junggar (Gao, et al., 1998)(2a sur la figure I-9). L'âge de cette suture, le long de laquelle affleurent les ophiolites de Mishigou, sera discuté. Ces sutures séparent donc trois grandes zones (1, 2 et 3 sur la figure I-9), communément appelées : le Tianshan sud, le Tianshan central et le Tianshan nord (Allen, et

al., 1992 ; Coleman, 1989 ; Gao, et al., 1998 ; Ma, et al., 1993 ; Ma, et al., 1990 ; Shu, et al., 2000 ; Windley, et al., 1990 ; Xiao, et al., 1992).

Il est admis dans la littérature que la chaîne du Tianshan a une structuration différente entre sa partie ouest, où la vergence des structures est décrite vers le sud (Brookfield, 2000 ; Chen, et al., 1999 ; Gao, et al., 1999 ; Gao, et al., 1997 ; Shi, et al., 1994 ; Volkova and Budanov, 1999) et sa partie est qui est encore peu connue, mais qui semble avoir subi une structuration paléozoïque à vergence nord (Laurent-Charvet, 1998 ; Ma, et al., 1993 ; Ma, et al., 1990 ; Shu, et al., 1998 ; Shu, et al., 1997).

Les descriptions des différentes unités faites ci-dessous concernent principalement le Tianshan est. Dans la mesure où une seule coupe a pu être effectuée dans la moitié occidentale du Tianshan, les différentes conclusions qui résulteront de ce travail ne concerneront, elles aussi, que la moitié est du Tianshan. Les structures observées à l'ouest et décrites dans la littérature, feront l'objet d'une discussion et seront comparées au Tianshan est dans la cinquième partie de ce mémoire.

a) Le Tianshan sud (1 sur la figure I-9)

L'unité du Tianshan sud, la plus petite du Tianshan, affleure à l'ouest dans la région de Kumux, ainsi que dans le secteur de Hongliuhe à l'est. Dans la partie centrale du Tianshan est, elle affleure modestement au sud-ouest de Tucileike. Son socle protérozoïque gneissique est le même que celui du bloc du Tarim, avec lequel elle est en contact, mais il semble ici être affecté par de grands chevauchements. Cette hypothèse sera étayée au cours de cette étude.

Le Tianshan sud est divisé en deux zones bien identifiables sur le terrain :

- Dans la partie sud, le Sinien (Protérozoïque terminal) est principalement représenté par des calcaires et des marbres à nodules siliceux apparentés aux formations de la marge nord du Tarim. Chevauchant le mélange silurien au nord, les marbres peuvent aussi constituer des blocs dans ce même mélange. Le Cambrien est composé dans sa majorité de roches carbonatées (marbres et marnes), de roches phosphatées et par endroits de charbon. L'Ordovicien présente des formations gréseuses, pélitiques et des tufs basiques, métamorphisés dans le faciès des schistes verts. Le Cambrien supérieur et l'Ordovicien sont datés par des trilobites (Ma, et al., 1993). Le Silurien affleure peu et est représenté par des méta-pélites. L'ensemble de ces formations est structuré en larges nappes à vergence nord comme le montrera cette étude. Au sud de cette zone, le Dévonien moyen, composé de grès grossiers et de conglomérats, serait discordant sur les formations précédentes mais nous n'avons pas pu l'observer (Gao, et al., 1998). Un volcanisme bimodal de rifting d'âge Permien inférieur et des granites alcalins de la fin du Paléozoïque (313-279 Ma)(Gao, et al., 1995a) se sont mis en place dans les sédiments paléozoïques. Des granites post-orogéniques (334-261 Ma)(Hopson, et al., 1989) recoupent les formations paléozoïques dans la région de Kumux.

- Dans la partie nord de l'unité du Tianshan sud, affleure principalement un mélange ophiolitique à matrice schisteuse d'âge Silurien supérieur, daté grâce à de nombreux fossiles (Ma, et al., 1993). La matrice du mélange comprend des blocs de roches ultrabasiques et basiques (présentant parfois un faciès cumulatif), de diabases, de roches siliceuses, de radiolarites et de marbres (ces derniers proviennent probablement du substrat cambro-ordovicien plus au sud). Ce mélange ophiolitique est observable près de Kumux et de Hongliuhe (1a et 1b sur la figure I-9) et donne un paysage bariolé typique. Ce mélange est lui aussi structuré en grandes écailles ou klipptes à vergence nord. L'étude en détail de cette structuration sera faite dans la deuxième partie de ce manuscrit.

Dans le Tianshan ouest, le nord de l'unité du Tianshan sud est caractérisé par la formation de Bayinbulake, datée du Silurien supérieur par des coraux (*Heliolites* sp., *Favosites* sp., *Striatopora* sp., *Mesofavosites* sp., ...) trouvés dans les calcaires (Gao, et al., 1998). Cette formation est composée de tufs intermédiaires à acides, de laves, conglomérats et

roches volcanoclastiques et d'intercalations calcaires qui chevauchent directement les roches métamorphiques du Précambrien plus au nord (Gao, et al., 1998). Les formations cambro-dévonniennes (sauf le Silurien supérieur) sont absentes le long de cette zone. La formation de Dahalajunshan (volcanites d'arc et volcanoclastites) du Dévonien supérieur et du Carbonifère est discordante sur la formation de Bayinbulake et le socle précambrien (Gao, et al., 1995a). Des granitoïdes calédoniens et varisques sont distribués le long du Tianshan sud (Wang and Zhao, 1990). Les volcanites et volcanoclastites du Silurien supérieur et du Carbonifère inférieur sont absentes à l'est du bassin de Bayinbulake (Chen, 1985). Toutefois, de nombreux granites du Silurien supérieur, du Dévonien inférieur (415-398 Ma) et du Dévonien supérieur (365 Ma) recoupent le socle protérozoïque (Hopson, et al., 1989).

b) Le Tianshan central (2 sur la figure I-9)

Cette unité s'étend d'ouest en est, sans discontinuité sur tout le Tianshan est. D'une largeur moyenne de 50 km, elle affleure de Bindaban jusqu'à l'est de Weiya. Elle est bordée au nord par le grand décrochement Aqqikkudug-Weiya (zone de cisaillement du Tianshan ou Main Tianshan Shear zone) et au sud par le décrochement Kumux-Hongliuhe.

Les formations les plus anciennes du Tianshan y affleurent largement sous la forme d'un socle composé de gneiss et schistes précambriens, métamorphisés dans le faciès des amphibolites, et considérés comme identiques à ceux du bloc du Tarim (Gao, et al., 1998). Dans le Tianshan ouest, les formations protérozoïques et cambriennes affleurent sous la forme de carbonates, roches clastiques et de tillites du Protérozoïque moyen et supérieur. Elles sont associées à des microgrès, des schistes pélitiques, des grès et des olistostromes (déposés sur une marge passive continentale nord) du Cambrien et de l'Ordovicien inférieur (Gao, et al., 1995a). A partir de l'Ordovicien moyen, la marge nord devient active et un volcanisme important prend place sur les formations carbonatées de marge passive du Paléozoïque inférieur dans tout le Tianshan central. La base des séries volcaniques est représentée par un conglomérat basal composé de calcaires, pélites et galets volcaniques de l'Ordovicien moyen terminal (Gao, et al., 1998).

Dans le Tianshan central les séries ordoviciennes peuvent être divisées en deux zones aux caractéristiques stratigraphiques et lithologiques différentes :

- La zone sud est composée, sur le socle gneissique protérozoïque, de schistes volcaniques, de tufs et de petits blocs de gabbro et de pyroxénite. Ces formations datées par des fossiles, sont d'âge Cambrien supérieur à Ordovicien (Ma, et al., 1993).

- La zone nord présente des séries ordoviciennes volcaniques épaisses qui représentent un arc volcanique de marge continentale active (Che, et al., 1994 ; Guo, et al., 1993). Ce volcanisme, qui est calco-alcalin (Gao, et al., 1998), est composé de basaltes, d'andésites (datées à 477 Ma, par la méthode Rb-Sr (Ma, et al., 1993)), de diorites (datées à 460 ± 11 Ma, par la méthode Rb-Sr sur roche totale (Yang, 1988)) et d'un peu de rhyolites. Cet Ordovicien comporte aussi quelques niveaux spilitiques avec des formations volcanoclastiques dans lesquelles ont été trouvés des trilobites, brachiopodes, graptolites et gastropodes indiquant un âge ordovico-silurien (Ma, et al., 1993).

Dans tout le Tianshan central, les formations volcano-sédimentaires ordoviciennes sont traversées par de nombreux plutons granitiques de type I qui sont datés de l'Ordovicien supérieur (Che, et al., 1994 ; Ma, et al., 1993). Ces granitoïdes renferment par endroit des granulites supposées provenir du socle. Ces plutons sont eux-mêmes recoupés par de nombreux dykes de diabase. Le Silurien supérieur est constitué de conglomérats et de grès grossiers. Le Dévonien inférieur est absent et les molasses marines et les calcaires du Dévonien moyen et du Carbonifère inférieur affleurent localement (Wang, et al., 1994). Le Carbonifère inférieur-moyen recouvre de manière discordante les formations antérieures. Le Carbonifère supérieur et le Permien inférieur manquent dans ce secteur. Le Permien supérieur est composé de molasses continentales non déformées reposant en discordance sur les séries

paléozoïques schistosées. La majorité des granites affleurant le long de la partie nord du Tianshan central est supposée s'être mise en place au Paléozoïque supérieur. Une datation isochrone Rb-Sr sur roche totale d'un granite à biotite donne un âge de 292 ± 15 Ma (Wang, et al., 1990).

c) Le Tianshan nord et l'arc de Bogeda-Haerlike (3 sur la figure I-9)

Constituant la plus importante unité du Tianshan, cette région est continue d'est en ouest sur tout l'orogène. Bordé au nord par les grands accidents cénozoïques qui font chevaucher le bassin du Junggar par le Tianshan (Allen, et al., 1995 ; Avouac, et al., 1993), le Tianshan nord est composé de deux branches qui bordent le bassin de Turfan-Hami (Tu-Ha) (figure I-9) : la branche nord constituée principalement par l'arc de Bogeda-Haerlike (3b et 3c sur la figure I-9) ; la branche sud continue sur tout le Tianshan de la frontière kazakh (Tianshan ouest) à Weiya (Tianshan est) (3a sur la figure I-9).

Toute cette unité est constituée de terrains du Paléozoïque supérieur tels que des flyschs du Carbonifère moyen et d'importantes séries volcaniques intercalées avec des tufs et des carbonates du Carbonifère inférieur. Il n'a pas été trouvé de Dévonien inférieur dans le Tianshan nord, ni de socle anté-dévonien (figure I-10).

Dans l'arc de Bogeda-Haerlike, à partir du Dévonien moyen, la stratigraphie présente des différences entre les parties ouest (Bogeda) et est (Haerlike). Le secteur de Bogeda comporte de grandes séries de roches basaltiques, andésitiques et clastiques allant du Dévonien moyen jusqu'au milieu du Carbonifère (figure I-10). Dans la zone d'Haerlike, le Dévonien moyen est constitué par la formation de Dananhu comportant des roches volcaniques, volcanoclastiques et conglomératiques, ainsi que des roches schisteuses déformées. Sur le Dévonien moyen, le Carbonifère inférieur-Dévonien supérieur est volcanique (basaltes, andésites et tufs) et sédimentaire (grès et conglomérats, shales, et arkoses). Ces séries constituent la formation de Jilideneng (Shu, et al., 1999b ; Zhou and Dean, 1996)(figure I-10). Toutes ces roches sont plissées et faillées.

La branche sud du Tianshan nord est découpée par des décrochements en plusieurs sous-unités qui sont du sud au nord : la zone de Yamansu-Aqishan qui comporte une série volcanique calco-alcaline d'âge Carbonifère moyen, sous laquelle la formation de Yamansu repose sur un substratum supposé paléozoïque inférieur-moyen qui n'a pas été observé. La formation de Yamansu est composée du bas vers le haut : de calcaires fins, de tufs et grauwackes, et enfin d'une épaisse série volcanique (basaltes, andésites, tufs)(figure I-10). De nombreux fossiles de coraux et de brachiopodes ont été découverts dans cette formation et donnent un âge Carbonifère inférieur (Ma, et al., 1993). La zone de Kangguer-Huangshan est représentée à sa base par une série proche de la formation de Yamansu, décrite précédemment, avec un volcanisme moins important et nettement bimodal. Au-dessus, deux formations d'âge Carbonifère moyen à supérieur sont décrites. Elles présentent des passages latéraux de faciès, les rendant parfois difficiles à distinguer. Toutefois, leurs descriptions dans la littérature (Ma, et al., 1993 ; Zhou and Dean, 1996) et les observations de terrain permettent d'en donner les caractères principaux. La formation de Wutongwozi est composée, du bas vers le haut : de grès et shales fins, de basaltes et rhyolites, de tufs et séries volcanoclastiques et enfin de grès et de shales (figure I-10). La formation de Ganduang n'est pas volcanique et présente des roches siliceuses, des grès quartzitiques et des schistes ardoisiers. Il est à noter aussi la présence dans cette zone de blocs de roches basiques à ultrabasiques (péridotites, gabbro-norites, gabbros) compris dans un mélange à matrice de serpentinite (Gu, et al., 1995). La mise en place et la provenance de ce mélange seront discutées au cours de cette étude.

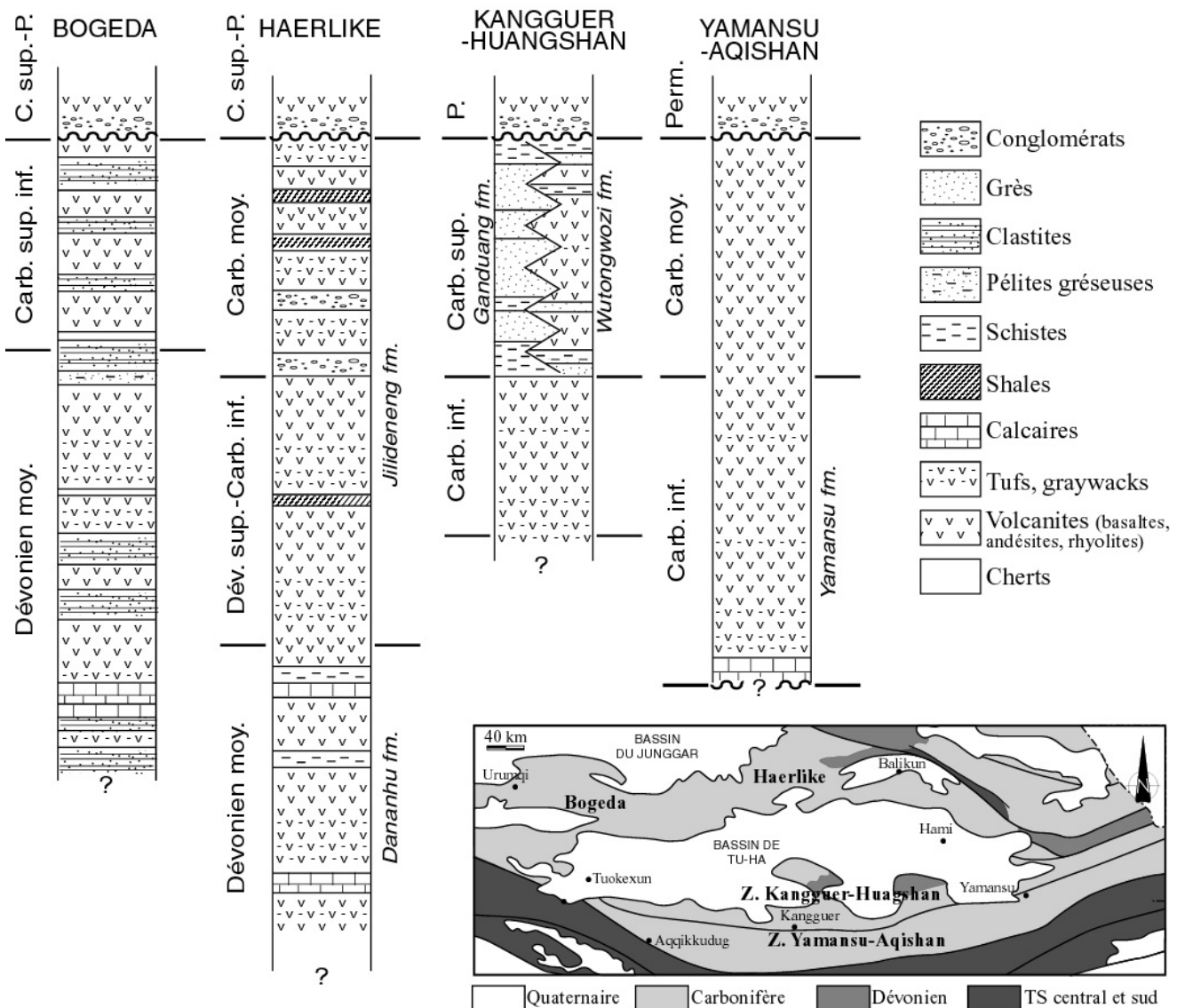


Figure I-10 : Colonnes stratigraphiques synthétiques des 4 sous-unités du Tianshan nord et carte de localisation (modifiées d'après Zhou and Dean (1996) et Ma et al. (1993)).

Les volcanites carbonifères de la branche sud du Tianshan nord ont une géochimie qui indique qu'elles se sont formées dans un arc insulaire mature ou une marge active continentale (Allen, et al., 1992). Dans le Tianshan ouest, l'âge de ces formations a été déterminé comme étant le Carbonifère inférieur par des conodontes (*Polygnathus* sp.), des radiolaires (*Ceratiokisum* sp.) et des bryozoaires (*Fiatulipora* sp.) (Wang, et al., 1994). Des granites recoupent les volcanites et les flyschs (plagiogranites, datés à 312-368 Ma par la méthode Rb-Sr (Ma, et al., 1997)). Le Carbonifère supérieur est représenté par des conglomérats et tufs. Des conglomérats continentaux et quelques volcanites rhyolitiques du Permien moyen sont discordants sur les volcanites (Wang, et al., 1994).

d) Les sutures dans l'orogène du Tianshan

Deux principaux massifs ophiolitiques ou mélanges ophiolitiques d'âges différents sont présents dans le Tianshan est.

Dans la partie centro-orientale, un mélange ophiolitique paléozoïque moyen affleure le long du grand décrochement Aqqikkudug-Weiya (Main Tianshan Shear zone :MTSZ). Des schistes bleus ont été récemment trouvés dans la matrice du mélange (Cui, 1995) près de Mishigou. Ces ophiolites n'affleurent que de façon dispersée (près de Mishigou et près de Weiya)(2a et 2b sur la figure I-9). Le mélange a une matrice constituée de schistes verts, de grès et de shales. Certains blocs gréseux sont datés de l'Ordovicien-Silurien grâce aux fossiles qui y ont été trouvés, des graptolites principalement (Che, et al., 1994) et des restes de conodontes trouvés dans les blocs calcaires par Guo et al. (1993). Les blocs du mélange sont, à la base, des roches mantelliques (péridotites, orthopyroxénites), puis des roches cumulatives (serpentinites, pyroxénites, péridotites et gabbros) et, dans le haut, des laves en coussins, des marbres, des radiolarites et des shales rouges. Les roches basiques et ultrabasiques ont, d'après Ma et al. (1993), une composition en éléments majeurs, en REE et en éléments incompatibles, proche de celle d'une croûte océanique. Guo et al. (1993) pensent que ces ophiolites supposées du Paléozoïque inférieur sont à relier avec celles de Tangbale (Feng, et al., 1989 ; Kwon, et al., 1989 ; Zhang and Zhai, 1990) dans la région de l'ouest Junggar, et qu'elles peuvent représenter le paléo-bassin océanique du Junggar existant au nord du Tianshan central. Toutefois, l'incertitude qui persiste sur l'âge de mise en place de ces ophiolites et nos observations de terrain laissent à penser que ces ophiolites se sont mises en place entre le Silurien supérieur et le Dévonien supérieur. Cela sera montré dans le chapitre concernant ce secteur.

Les autres ophiolites paléozoïques affleurent de manière discontinue dans le Tianshan sud (au sud du décrochement Kumux-Hongliuhe) sous forme de nappes et écaillés plus ou moins bien préservées, particulièrement dans les secteurs de Kumux et de Hongliuhe (1a et 1b sur la figure I-9). Gao et al. (1998) ont étudié certaines de ces ophiolites telles que celles de Yushugou et de Tonghuashan près de Kumux (1a sur la figure I-9). Elles sont généralement composées de péridotites mantelliques, de cumulats, de dykes basaltiques, de basaltes en coussins et de chert dans une matrice serpentinitique (Gao et al., 1998). Ces mélanges chevauchent par endroit le socle précambrien et peuvent être recouverts par des calcaires du Carbonifère inférieur. Les caractéristiques pétrochimiques de ces ophiolites sont détaillées dans Gao et al. (1998). Pour résumer, les péridotites mantelliques comportent des hazburgites avec des dunites et des lherzolites accessoires. Le cumulat est altéré en amphibolite mylonitique à plagioclases. Il a une composition chimique équivalente au gabbro cumulatif des ophiolites de Chypre (Coleman, 1977). Les dykes sont doléritiques. Les laves en coussins sont principalement des basaltes tholéitiques avec une composition en éléments majeurs similaire à celle des MORB (Gao, et al., 1998).

A l'ouest, des blocs de roches ultrabasiques, de gabbro et diabase, de basalte en coussins, de chert et de calcaire ont été trouvés dans le mélange d'un kilomètre de large de Kulafu. Les basaltes en coussins sont des basaltes tholéitiques à phénocristaux d'albite et de clinopyroxènes. La distribution des REE de ces basaltes ressemble à celle des MORB (Coleman, 1977). De très nombreux radiolaires du Dévonien moyen ont été reconnus dans les blocs de chert du mélange ophiolitique de Kulafu. De même des conodontes du même âge ont été trouvés dans les calcaires de ce mélange (Gao, et al., 1998).

Des âges radiométriques ont été obtenus dans l'encaissant des ophiolites du Tianshan sud. Un plagiogranite dans les ophiolites de Guluogou (dans le Tianshan ouest) a été daté à 358 ± 15 Ma par la méthode isochrone Rb-Sr (Gao, et al., 1995a). Des volcanites tardives de Liuhuangshan (près de Kumux, 1a sur la figure I-9), ont été datées à 340 ± 4 Ma par l'isochrone Rb-Sr (Wu, et al., 1992). Ces âges sont plus jeunes que les âges Dévonien moyen

obtenus grâce aux radiolaires qui peuvent représenter l'âge inférieur de formation des ophiolites (Gao, et al., 1998). De plus, l'âge Dévonien moyen correspond avec les âges des ophiolites situées plus à l'ouest, au Kazakhstan et au Kirgizstan dans le sud du Tianshan (Dobretsov, et al., 1987).

2) Le bloc du Junggar

Le bassin du Junggar a une forme de triangle d'environ 500 km de côté et constitue un des plus grands gisements chinois de pétrole, de gaz et de charbon. Situé au cœur de la région étudiée dans cette thèse, il est limité au sud par le Tianshan, à l'ouest par les montagnes de Karamayi (ou Dalabute), et au nord-est et à l'est par les monts de l'Altay et de Kelameili (figure I-9). Au sud-est, le bassin de Tu-Ha, qui est entouré par les branches nord et sud du Tianshan nord est probablement apparenté à ce bloc et son histoire paléozoïque inférieure est sans doute la même que celle du Junggar. C'est au Carbonifère que ces deux bassins se sont distingués à cause des décrochements qui ont eu lieu dans la région à la fin du Paléozoïque (Allen, et al., 1995). Au Permien, les deux bassins présentent des formations molassiques et conglomératiques puissantes, excepté au cœur du Junggar où se déposent des sédiments fluviaux et lacustres, puis des shales pétrolifères (Carroll, et al., 1990)(figure I-11). Enfin, au Trias, les deux bassins sont remplis de sédiments détritiques. Les formations qui affleurent dans ces deux bassins sont toutes plus jeunes que le Jurassique, aucune roche antérieure n'ayant été observée. En effet, mis à part leurs bordures, les bassins sont recouverts de formations détritiques quaternaires.

Comme il a déjà été dit, le socle du bassin du Junggar est sujet à discussion. Certains auteurs pensent que ce bloc est un micro-continent à socle précambrien (Gao, et al., 1998 ; Watson, et al., 1987 ; Yuan, et al., 1994 ; Zhang, et al., 1984). Cette hypothèse est étayée par les études géophysiques qui indiquent que le Moho est à une profondeur d'environ 47 km sous le bassin (Li and Mooney, 1998 ; Liu, et al., 1990 ; Ma, 1987)(figure I-12). Certains auteurs s'appuient sur des données sismiques, gravimétriques et magnétiques pour supposer que le Junggar comporte bien un nucleus cratonique, mais différent de celui du bloc du Tarim dont le socle affleure sous la forme de roches précambriennes sur ses bordures (Peng and Zhang, 1989 ; Zhang, et al., 1984). A partir de l'étude géochimique et isotopique du magmatisme post-collisionnel entourant le Junggar, Han B.F. et ses collaborateurs avancent l'hypothèse d'un socle continental ancien, largement modifié lors de la collision par un « underplating » magmatique dérivé du manteau (Han, et al., 1998 ; Han, et al., 1999 ; Han, et al., 1997).

A l'inverse, en s'appuyant sur le fait que le bassin est largement entouré par des massifs ophiolitiques dont les âges sont compris entre le Paléozoïque inférieur et le Paléozoïque supérieur, sur la présence de volcanites et volcanoclastites et sur l'absence d'affleurement de Précambrien et de sédiments continentaux protérozoïques dans la région ouest du Junggar, certains auteurs avancent l'idée que le Junggar est un bassin océanique piégé lors de la tectonique de consolidation de l'Asie centrale à la fin du Paléozoïque (Carroll, et al., 1990 ; Coleman, 1989 ; Feng, et al., 1989 ; Hsü, 1988 ; Hsü, 1989). Récemment, Xiao, et al. (1992, 1994) proposèrent que ce socle consiste en un micro-craton central souligné sur ses bordures ouest et sud par du matériel océanique crustal.

Les formations méso-cénozoïques consistent principalement en des roches détritiques. Sur les bordures du bassin, ces formations sont plissées et faillées et peuvent par endroit être chevauchées par les volcanites carbonifères du Tianshan nord et des monts de Kelameili. Ces structures, responsables du piégeage de pétrole, sont issues de la collision indo-eurasienne (Hsü, 1989 ; Nishidai and Berry, 1991).

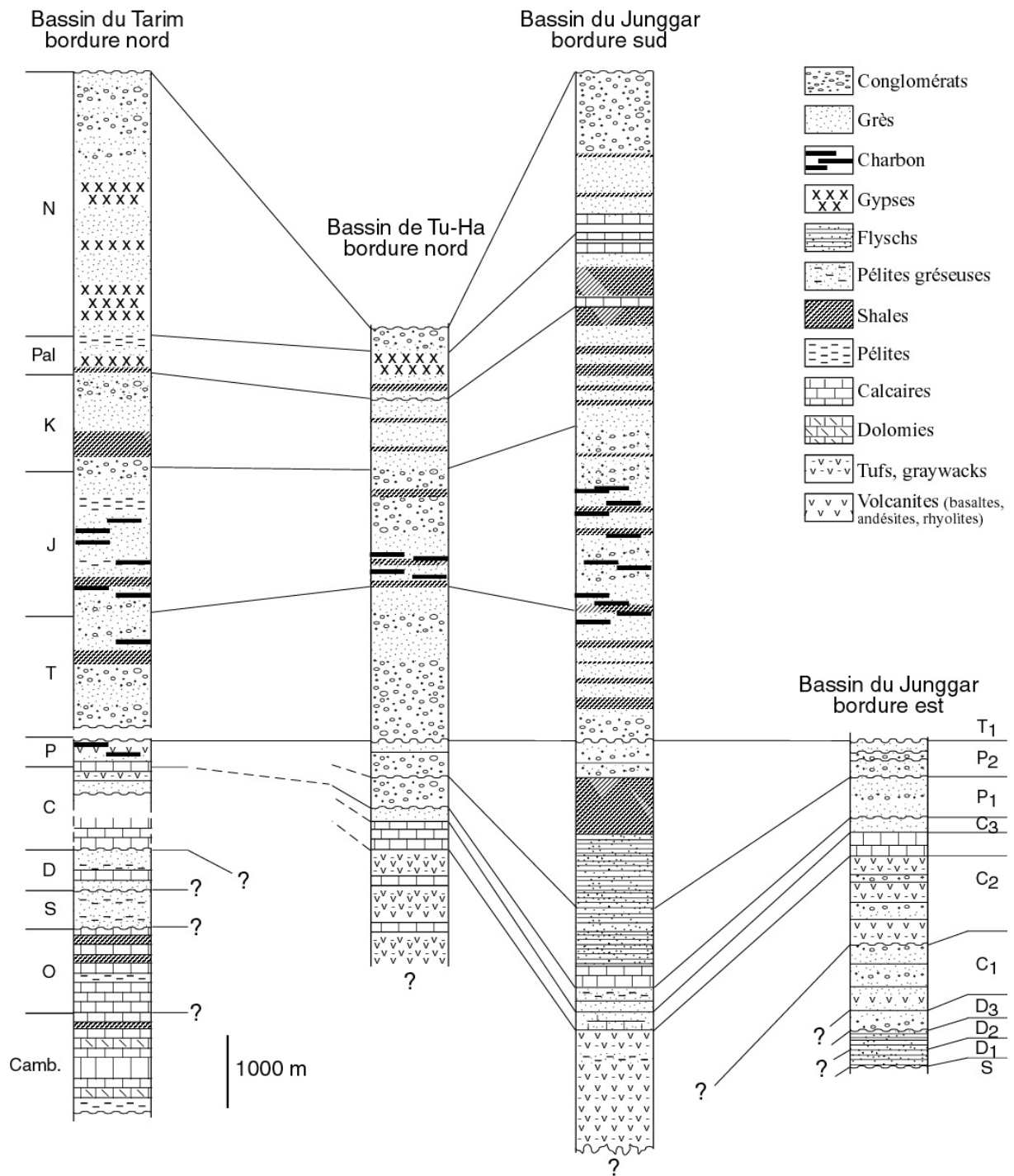


Figure I-11 : Colonnes stratigraphiques synthétiques des bordures du bassin du Junggar, de Tu-Ha et du Tarim nord (modifiées d'après Carroll et al. (1990) et Graham et al. (1990)).

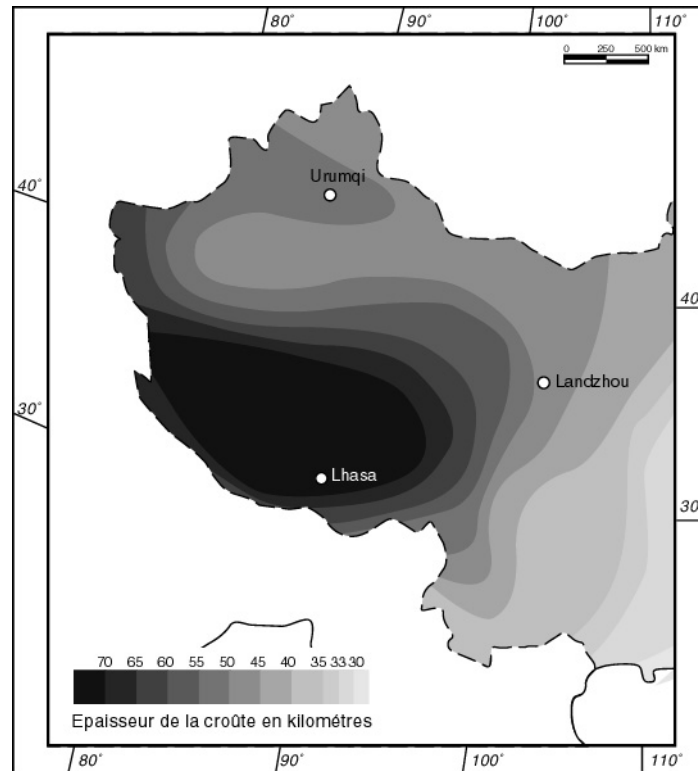


Figure I-12 : Carte des isopaques de la croûte obtenue par méthode sismique pour la moitié ouest de la Chine (modifiée d'après Li and Mooney (1998)).

3) Le pourtour du Junggar

a) La bordure ouest (4 sur la figure I-9)

Cette région d'environ 100 km de long est considérée comme la limite entre le bloc du Junggar et le bloc ou assemblage tectonique du Kazakhstan (Allen, et al., 1989). Plusieurs massifs ophiolitiques ont été décrits dans cette région (Allen, et al., 1989 ; Feng, et al., 1989 ; Zhang and Zhai, 1990 ; Zhang, et al., 1993). A part les ophiolites de Dalabute (4b sur la figure I-9) qui ont un âge Dévonien moyen (Zhang, et al., 1993), les ophiolites de Tangbale (4a sur la figure I-9) ou de Maila ont des âges supposés Paléozoïque inférieur. Ces dernières ont été datées à $421,1 \pm 65,7$ Ma (Feng, et al., 1989) et 508 ± 60 Ma (Kwon, et al., 1989). Un gabbro a donné, par la méthode Sm-Nd, 447 ± 56 Ma (Zhang and Zhai, 1990). Une description succincte des caractéristiques de ces ophiolites est faite ci-dessous.

Cette bordure du bassin du Junggar est caractérisée par des formations volcaniques (andésites, tufs) et flyschoides (pélites, grès, shales) du Dévonien supérieur et du Carbonifère. Dans le sud-ouest du secteur, des formations flyschoides et volcanoclastiques (intercalées avec des calcaires) du Silurien moyen (datées par des fossiles dont des crinoïdes et des madréporaires) affleurent localement. Elles constitueraient l'autochtone relatif des nappes des ophiolites cambriennes de Tangbale (Feng, et al., 1989). De nombreuses intrusions granitiques potassiques post-collisionnelles du Carbonifère supérieur-Permien inférieur recoupent les formations ophiolitiques et les sédiments paléozoïques dans tout l'ouest du Junggar (Feng, et al., 1989). Le Permien conglomératique est discordant sur toutes ces formations.

Les ophiolites de Dalabute affleurent au nord-ouest de Karamayi, sur une longueur de 100 km au nord de la faille décrochante de Dalabute (4b sur la figure I-9). Elles ont été largement affectées par des failles décrochantes et des chevauchements tardifs (Feng, et al., 1989). Il ne reste pas de séquence cohérente de croûte océanique, et tous les fragments ophiolitiques forment des écailles ou des petits blocs (10-15 m de diamètre). Tous ces blocs sont enchâssés dans une matrice cisailée de péridotite serpentinisée. A ces fragments ultrabasiques, s'ajoutent des cherts, des radiolarites (datées du Dévonien moyen (Feng, et al., 1989 ; Zhang, et al., 1993)) et des roches clastiques. Les cherts et radiolarites sont interstratifiés avec des sédiments pyroclastiques dérivés d'éruptions andésitiques (Feng, et al., 1989). Des minéraux du faciès des schistes bleus ont été trouvés dans les métacherts et les métagabbros du mélange. Ils impliquent une subduction de type-B et une accréation à la marge sud-est du Kazakhstan à partir du Dévonien moyen (Feng, et al., 1989 ; Zhang, et al., 1993). Du fait de l'altération poussée, les analyses géochimiques peuvent difficilement être utilisées pour interpréter l'origine et le contexte de formation des roches volcaniques. Toutefois, les fortes teneurs en alcalins, en CO₂ et H₂O et en REE légers seraient dues à de l'hydrothermalisme (Feng, et al., 1989). La haute teneur en TiO₂ indiquerait une origine de basalte océanique de type MORB (Feng, et al., 1989 ; Zhang and Zhai, 1990).

Le mélange ophiolitique forme la base d'un système de nappes qui chevauchent la séquence flyschœde carbonifère. De grands accidents transcurrents post-collisionnels ont démembré les ophiolites, rendant difficile la reconstitution de la géométrie antérieure des unités. Les structures chevauchantes pendent vers le nord-ouest et les chevauchements se continuent dans le bassin du Junggar au sud, où ils forment la ceinture chevauchante de Karamayi-Urho, responsable du champs pétrolifère de Karamayi (Carroll, 1991 ; Graham, et al., 1990 ; Watson, et al., 1987).

b) La bordure nord-est (5 sur figure I-9)

La partie chinoise de l'Altay est attribuée à un orogène paléozoïque qui s'est formé sur la marge sud du craton sibérien (Coleman, 1989 ; Liu, 2000 ; Sengör, et al., 1993) et est constitué de complexes gneissiques qui peuvent être divisés en deux groupes (Li and Bespaev, 1994) : le groupe de Kemuqi (près de la ville d'Altay) composé de gneiss granitiques, datés à 2,6 Ga (Hu, et al., 2000), de migmatites, de métagabbros, d'amphibolites, de schistes, de lentilles de marbre et de tufs ; le groupe de Fuyun (près de la ville du même nom) est comparable, mais comporte une proportion d'amphibolites plus importante. Dans ces deux groupes, les formations du Paléozoïque sont présentes sous forme de flyschs métamorphiques. Le Dévonien est en contact avec le Silurien par une faille, et toutes les séquences sédimentaires sont composées de dépôts marins progressivement remplacés par des molasses continentales (Wang, et al., 1999). De très nombreuses intrusions granitiques se sont mises en place entre le Paléozoïque et le Mésozoïque inférieur. Leurs âges indiquent trois principales phases magmatiques : une phase discrète entre 390 et 408 Ma ; la phase principale entre 350 et 250 Ma ; une dernière phase moyennement importante entre 210 et 180 Ma (Han, et al., 1997 ; Hu, et al., 2000 ; Liu, 1993 ; Zhang, et al., 1996a ; Zhang, et al., 1994 ; Zhang, et al., 1996b). Les analyses isotopiques de ces plutons granitiques semblent révéler qu'ils sont principalement dérivés de matériaux crustaux pour les plus anciens, et de matériaux crustaux et mantelliques pour les plus récents (Liu, 1993). Ces plutons étant de plus en plus jeunes du nord vers le sud, Liu (1993) pense qu'ils résultent de l'accréation, progressive du nord vers le sud, de la marge sud du bloc sibérien avec l'Altay.

Après les différents événements collisionnels mal connus du Paléozoïque inférieur, d'importants décrochements carbonifères et permien ont affecté cette région. En particulier, la grande zone cisailante continentale d'Erqishi-Irtysh a fortement déformé les formations le long d'un couloir mylonitique de près de 600 km de longueur allant jusqu'au Kazakhstan (Melnikov, et al., 1997 ; Melnikov, et al., 1998 ; Mitrokhin, et al., 1997). Des reliques

ophiolitiques ont été parfois décrites le long de cette zone cisailante (Wang, et al., 1999). Ces ophiolites seraient formées de péridotite serpentinisée, gabbro, basalte en coussin, radiolarite (du Dévonien moyen) et de trondhjémite datée à 390 Ma (Chen and Xu, 1995). De nombreux décrochements ont ensuite découpé tout le secteur. Un certain nombre de granites syntectoniques se sont mis en place durant ces déformations transcurrentes.

Au sud de Fuyun et près d'Ertai (figure I-9), affleure un massif ophiolitique encore sujet à discussion. Les ophiolites d'Aermentai (5a sur la figure I-9) sont constituées de blocs variés de roches ultrabasiques, basiques, de cherts et de calcaires dans une matrice serpentinitique. Ce mélange forme des écaillés ou morceaux alignés selon la direction N120 sur 200 km. Son âge est encore largement discuté. Liu (1993) a daté des ultrabasites de ce mélange entre 518 et 493 Ma, mais cela semble difficilement compatible avec l'âge dévonien de l'encaissant des ophiolites. Toutefois, le professeur He Guoqi pense lui aussi que ces ophiolites ont un âge Paléozoïque inférieur (communication personnelle, 1998). Des chromites podiformes, des roches volcaniques intercalées et des radiolarites affleurent sous forme d'olistostromes d'âge Dévonien inférieur (He, et al., 1990). Pour notre part, nous pensons que la mise en place de ces ophiolites est dévono-carbonifère. Cela sera discuté dans la quatrième partie.

c) La bordure est (6 sur la figure I-9)

La bordure est du bassin du Junggar s'étend des montagnes de Kelameili jusqu'au bassin intra-montagneux de Balikun.

Les montagnes de Kelameili constituent la limite du Junggar avec la ceinture plissée mongole (6 sur la figure I-9). L'altitude moyenne de ce massif est d'environ 1500 m. La faille de Kelameili sépare cette région en deux parties distinctes. La partie nord s'étend jusqu'aux ophiolites d'Aermentai décrites précédemment. Les formations sédimentaires qui y affleurent sont essentiellement des flyschs cartographiés comme étant d'âge Dévonien (X.B.G.M.R., 1992). Le long de la faille, un ensemble ophiolitique est disloqué en de nombreux morceaux plus ou moins importants. L'un des principaux est le morceau de Nanmingshui (6a sur la figure I-9) qui sera étudié dans ce travail. L'âge Dévonien supérieur-Carbonifère supérieur de ces ophiolites est encore discuté. Un gabbro cumulatif a donné un âge K-Ar sur roche totale de 388-392 Ma (Wang, et al., 1999). La matrice schistosée comporte des grès, des calcaires, des roches siliceuses et des shales. Du point de vue de la pétrologie, les blocs de roches ultrabasiques et basiques qu'elle contient sont très proches de ceux du mélange de la suture du Tianshan nord. D'après le prof. Ma R.S. (communication personnelle, 1997), leur composition géochimique s'apparente à celle des MORB, et ces massifs contiennent des chromites podiformes. Les relations structurales et géométriques de ces mélanges avec les roches de l'encaissant sont peu connues. Les formations de l'encaissant sont représentées par la formation de Dananhu, du Dévonien moyen, caractérisée ici par des roches volcaniques, volcanoclastiques et conglomératiques, ainsi que des roches schisteuses très déformées. Cette formation étant la même que celle rencontrée dans l'arc d'Haerlike, il est possible que la partie sud des monts de Kelameili fasse partie du grand arc volcanique du Tianshan nord, reposant sur le bloc du Junggar. Le Carbonifère présent dans ce secteur est toutefois moins volcanique que dans le Tianshan nord. Des molasses d'âge Carbonifère terminal à Permien reposent en discordance sur le Dévonien et les reliques ophiolitiques.

Comme pour les ophiolites d'Aermentai, le professeur He Guoqi a observé des granites calédoniens datés à 460-470 Ma (U-Pb sur zircon, non publié). Il en conclut qu'il y aurait eu un événement calédonien important dans le secteur (communication personnelle, 1998). Nos observations ne permettent pas de confirmer ou d'infirmer ces informations.

La zone de Balikun (6b sur la figure I-9) est assez réduite et constitue la jonction entre les monts de Kelameili et l'arc d'Haerlike. Le socle y est constitué de roches du Paléozoïque inférieur. L'Ordovicien comporte des grès, des calcaires fossilifères et des flyschs

(d'âge Ordovicien supérieur) (Ma, et al., 1993 ; Ma, et al., 1990). Les formations siluriennes sont des méta-grès et des méta-pélites à faciès schistes verts. Des graptolites du Pridoli ont été trouvés dans des grès au nord de Balikun (Ni, et al., 1998). Au nord-ouest de cette ville, le Dévonien conglomératique serait discordant sur des granites datés à 396 Ma par la méthode Rb-Sr (He Guoqi, communication personnelle, 1998). Le Dévonien est représenté par une série sédimentaire tufacée. Le Carbonifère discordant est calcaire, pélitique et flyschöide.

4) La marge nord du bloc du Tarim

La marge nord du bloc du Tarim affleure le long de la chaîne du Tianshan, au sud de l'unité du Tianshan sud. Dans le Tianshan est, les formations paléozoïques et mésozoïques du Tarim affleurent principalement au niveau de Hongliuhe et de Korla. Dans le Tianshan ouest, ces mêmes formations affleurent sur de plus grandes surfaces près des villes de Kuqa et d'Aksu.

Dans la région d'étude, les séquences paléozoïques et mésozoïques de la marge nord du Tarim sont en de nombreux points semblables à celles de l'unité du Tianshan sud décrites précédemment. Une épaisse succession sédimentaire débutant au Protérozoïque (Sinien inférieur) par des clastites néritiques littorales, des carbonates et des tillites, est discordante sur le socle précambrien dans la région de Kelpin (Nakajima, et al., 1990). Les roches sinienues à dévoniennes sont des carbonates (marins et continentaux) et des grès. Elles sont recouvertes de façon discordante par les formations carbonifères et permienues (Carroll, et al., 1995)(figure I-11). Les dépôts fluviaux sont interstratifiés avec des volcanites de rift et des volcanoclastites qui ont été datées à 295 ± 7 Ma par la méthode K-Ar (Zhou and Zhin, 1990) et 275-280 Ma par la méthode Ar-Ar (Carroll, et al., 1995). Les marbres et les clastites peu métamorphisées contiennent des fossiles non identifiables, mais les carbonates, clastites, flyschs, turbidites et olistostromes de la partie ouest contiennent des coraux du Silurien moyen et supérieur (figure I-11). Ces séquences représentent les dépôts d'une marge passive continentale sur la bordure nord du Tarim (Gao, et al., 1998 ; Wang, et al., 1994).

Le Paléozoïque supérieur est caractérisé par des calcaires datés par des conodontes et brachiopodes du Carbonifère inférieur (Chen and Shi, 1999), et des cherts datés par des radiolaires du Dévonien moyen-Carbonifère inférieur (Gao, et al., 1998). Dans la région sud des ophiolites de Kumux, affleurent des formations du Dévonien moyen qui sont composées de marbres et phyllites (figure I-11). Du Tianshan sud au nord du Tarim, les carbonates marins et les clastites se seraient déposés dans une mer épicontinentale (ou reste d'un bassin océanique) durant le Carbonifère moyen et supérieur (Gao, et al., 1995a). Deux principales discordances angulaires sont reconnues à la base du Permien supérieur et du Carbonifère supérieur.

Toutes ces formations reposent sur un socle précambrien qui n'a été observé que dans le Tianshan ouest. Près d'Aksu, des schistes bleus de la fin du Protérozoïque indiquent la présence d'une zone de suture précambrienne (Nakajima, et al., 1990). Le Protérozoïque moyen repose en discordance sur des gneiss de l'Archéen supérieur et des schistes du Protérozoïque inférieur. Le Protérozoïque moyen est composé de métasédiments, puis de clastites néritiques, de marbres, de dolomites et enfin de clastites littorales.

Comme pour le bassin du Junggar, la géophysique a permis de mettre en évidence une zone centrale de gneiss archéens (Zhang, et al., 1984) mais il n'existe pas d'affleurement au centre du bassin. Toutefois, le cœur du bassin a un Moho situé à une profondeur d'environ 45-50 km (Li and Mooney, 1998)(figure I-12). Les formations et les structures paléozoïques déformées ou réactivées par les failles cénozoïques existent probablement ailleurs que dans l'orogène paléozoïque du Tianshan, mais n'ont pas encore été observées au sein du Tarim.

C. Aperçu de l'histoire précambrienne et phanérozoïque du Xinjiang nord

La topographie actuelle du Tianshan oriental et du pourtour du bassin du Junggar résulte d'une phase tectonique tertiaire, due à la collision Indo-Eurasienne (Aitchison and Davis, 2001 ; Burchfiel, 1994 ; Burchfiel, et al., 1999 ; Mattauer, et al., 1999 ; Molnar and Tapponnier, 1975 ; Tapponnier and Molnar, 1979). Les effets de cette compression se surimposent aux structures paléozoïques préexistantes. La cinématique des déformations anté-mésozoïques n'est pas encore bien connue, mais il est tout de même admis que deux phases importantes d'accrétion ont eu lieu au Paléozoïque dans le Tianshan : l'une au Paléozoïque moyen. Elle correspond à la collision de la marge active (l'arc volcanique du Tianshan central) avec une marge passive ; l'autre au Paléozoïque supérieur. Elle est reliée à la collision de l'arc volcanique du Tianshan nord avec une marge continentale passive (Berzin, et al., 1994 ; Coleman, 1989 ; Dobretsov, et al., 1995 ; Gao, et al., 1998 ; Ma, et al., 1993 ; Shi, et al., 1994 ; Xiao, et al., 1992 ; Xiao, et al., 1994 ; Xiao, et al., 1990). A la fin du Carbonifère et durant le Permien, une tectonique décrochante polyphasée régionale reprend les structures chevauchantes dans tout le pourtour du bassin du Junggar (e.g. Allen, et al., 1995 ; Allen, et al., 1992 ; Cui, 1995 ; Dehandschutter, et al., 1997 ; Laurent-Charvet, et al., 2000 ; Laurent-Charvet, et al., 2001 ; Melnikov, et al., 1997 ; Melnikov, et al., 1998 ; Shu, et al., 1999a ; Shu, et al., 1998).

Ce chapitre présentera tout d'abord l'état actuel des connaissances des événements protérozoïques et paléozoïques et enfin, les phases mésozoïques et cénozoïques qui ont donné à la région son relief.

1) L'histoire précambrienne

Etant donné l'envergure des déformations paléozoïques et méso-cénozoïques, il est difficile de retracer l'histoire antécambrienne de la région. Les affleurements les plus complets et les mieux préservés des formations protérozoïques s'observent principalement sur les bordures du bassin du Tarim et sur les contreforts des montagnes de l'Altay. Dans le Tianshan central où affleure le socle gneissique protérozoïque, les structures ductiles paléozoïques ont intensément remobilisé les structures antérieures.

A partir du Protérozoïque inférieur, le bloc du Tarim, supposé appartenir au Gondwana (Li, 1990), est stable et est le siège d'une sédimentation néritique sur un socle cristallin (Allen, et al., 1992 ; Gao, et al., 1995a). Près d'Aksu, sur la bordure nord-ouest du Tarim, des schistes bleus et une ceinture granitique indiquent la présence d'une zone de suture d'âge Protérozoïque supérieur, trace d'un épisode de subduction-collision précambrien (Nakajima, et al., 1990 ; Wang, et al., 1990). Les autres formations protérozoïques indiquent une sédimentation carbonatée de marge continentale stable sur tout le Tianshan et les zones périphériques jusqu'au Cambrien moyen (Chen, et al., 1999 ; Coleman, 1989 ; Gao, et al., 1998). A ce moment, un rifting continental a permis l'ouverture du bassin océanique du Tianshan sud (Chen, et al., 1999).

Dans le nord de l'Asie, la consolidation du craton sibérien commence à l'Archéen inférieur et finit à l'Archéen moyen-supérieur, en même temps que la formation d'une ceinture de roches vertes et ophiolitiques (Dobretsov, et al., 1992). Durant le Protérozoïque inférieur et moyen, la bordure sud du craton sibérien évolue en une marge continentale active (Dobretsov, et al., 1995). Durant cette période, l'ensemble tectonique des Altaïdes se forme progressivement par accrétions successives de micro-continentaux aux marges du craton sibérien (Berzin, et al., 1994 ; Dobretsov, et al., 1995 ; Sengör, et al., 1993). A la fin du Protérozoïque, la marge sud du craton d'Angara évolue en une marge continentale passive (dépôts de sédiments clastiques et carbonatés). Cette période marque aussi le début de l'histoire du paléo-océan asiatique dans cette région (Dobretsov, et al., 1992).

2) Les déformations paléozoïques

Au Cambrien inférieur, un rifting continental a lieu sur la marge nord du Tarim et aurait entraîné l'ouverture du bras océanique du Tianshan sud entre le Tarim et le micro-continent du Tianshan central (Chen, 1994). Jusqu'au Cambrien supérieur, un bassin océanique est présent entre le Tianshan central et le sud-ouest du bloc du Junggar. Sa fermeture entre l'Ordovicien moyen et le Silurien inférieur, par subduction sous un arc insulaire volcanique, fit se former la suture ophiolitique de Tangbale dans le sud des monts de Karamayi (Feng, et al., 1989 ; Gao, et al., 1998 ; Kwon, et al., 1989). Durant l'Ordovicien, la subduction d'un paléo-océan aurait entraîné la formation d'un arc volcanique sur le Tianshan central (figure I-13A). En effet, la structuration qui résulte de la collision dévonienne qui suit, est décrite comme étant à vergence sud dans toute la moitié ouest du Tianshan (Allen, et al., 1992 ; Che, et al., 1994 ; Chen, 1994 ; Coleman, 1989 ; Gao and Klemd, 2000 ; Gao, et al., 1998 ; Gao, et al., 1997 ; Shi, et al., 1994 ; Windley, et al., 1990)(figure I-13B). Toutefois, nous verrons dans l'étude du Tianshan, que nos observations et l'étude structurale des déformations dans le Tianshan sud et central semblent indiquer que les structures y sont à vergence nord.

Dans le Tianshan central, des zones de cisaillement à vergence nord se développent après la fermeture d'un bassin océanique situé au nord de l'arc ordovico-silurien (ophiolites de Mishigou). Au Dévonien moyen, le bassin océanique présent entre le Tarim et le Tianshan central se ferme. Les ophiolites de Kumux (Yushugou, Liuhuangshan et Tonghuashan) se mettent en place sous la forme de grandes nappes dont la vergence nord est mise en évidence dans ce mémoire. Au Dévonien supérieur, la collision entre la bordure sud-ouest de l'ensemble tectonique de la ceinture mongole avec le nord-est du bloc du Junggar forme la suture de Kelameili (Wang, et al., 1999) et une structuration à vergence sud discrète. Durant le Carbonifère, un bassin océanique se ferme au nord du Tianshan et la zone du Tianshan nord devient une marge active, siège d'un volcanisme calco-alcalin très important jusqu'au Carbonifère moyen-supérieur (figures I-13A et B). La collision qui suit cette fermeture affecte très largement tout le Tianshan (sud, central et nord). Les structures sont principalement de grands chevauchements à vergence nord qui reprennent les structures anté-carbonifères dans le nord du Tianshan central (figure I-13B).

Dans le nord-est du Junggar, la région de l'Altay-Sayan, issue d'accrétions ordovico-siluriennes, est divisée en deux par l'ouverture tardi-silurienne d'un nouveau bras océanique du paléo-océan asiatique dans la zone d'Irtysh entre le Kazakhstan et l'ensemble Sibérie-Mongolie. Au Dévonien et au Carbonifère, cette branche océanique se ferme progressivement par l'intermédiaire d'une subduction oblique entre les blocs kazakh et Altai-mongole sur lequel se développe un arc volcanique (Delvaux, et al., 1995). Un magmatisme granitique est associé au volcanisme. A la fin du Carbonifère, le petit bassin océanique d'Irtysh-Zaisan est fermé et les blocs du Kazakhstan et d'Altay-Sayan rentrent en collision en même temps que la collision de l'ensemble Tianshan sud et central avec l'arc volcanique du Tianshan nord.

Dans tout le pourtour du Junggar, les régimes tectoniques tangentiels évoluent progressivement en des régimes tectoniques transcurrents qui sont responsables d'intenses mouvements décrochants dans tout le secteur d'Irtysh, du Tianshan et des zones voisines (Allen, et al., 1995 ; Chen, 1994 ; Cui, 1995 ; Dehandschutter, et al., 1997 ; Delvaux, et al., 1995 ; Delvaux, et al., 1997 ; Laurent-Charvet, et al., 2000 ; Laurent-Charvet, et al., 2001 ; Liu, et al., 1996 ; Melnikov, et al., 1997 ; Melnikov, et al., 1998 ; Shu, et al., 1999a ; Shu, et al., 1998 ; Zorin, 1999). Dans cette région, le Carbonifère supérieur et le Permien inférieur sont aussi caractérisés par un plutonisme post-collisionnel synchrone des nombreux mouvements dextres et senestres le long de décrochements (Dehandschutter, et al., 1997 ; Delvaux, et al., 1995 ; Han, et al., 1998 ; Han, et al., 1997 ; Melnikov, et al., 1997 ; Melnikov, et al., 1998). La cinématique de ces décrochements sera détaillée dans la partie II consacrée

aux phases décrochantes tardi-paléozoïques dans le Tianshan et l'Altay chinois. La fin de ces collisions au niveau du Tianshan et du Junggar nord marque la fermeture finale des zones océaniques d'Irtysh-Zaisan et du paléo-océan du Tianshan nord (Allen, et al., 1992 ; Berzin, et al., 1994 ; Charvet, et al., 2000 ; Coleman, 1989 ; Dobretsov, et al., 1995 ; Gao, et al., 1998 ; Ma, et al., 1993 ; Shu, et al., 2000 ; Shu, et al., 1999b ; Windley, et al., 1990). Selon Allen et al. (1995), ces grands décrochements d'échelle régionale pourraient être responsables des formations des bassins du Junggar et de Tu-Ha au cours du Permien (figure I-14).

Dans la région, le Permien moyen molassique, discordant sur les formations antérieures ductilement déformées, souligne le début de la fin des déformations ductiles dans cette partie de l'Asie. Les dernières phases décrochantes peuvent avoir pris place à la fin du Permien dans le nord du Junggar, comme nous le montrerons dans cette thèse.

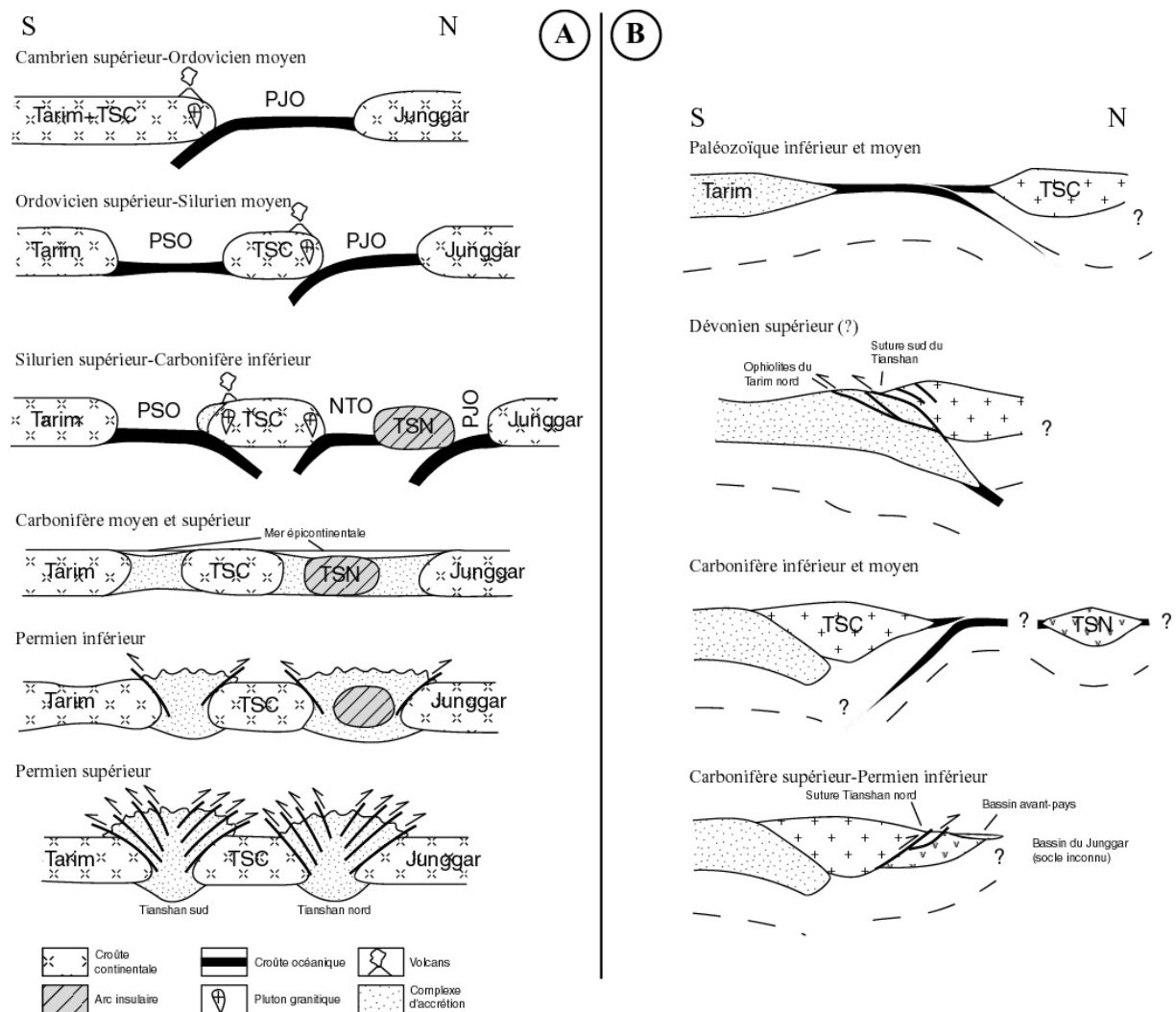


Figure I-13 : Exemples de modèles géodynamiques retraçant l'histoire du Tianshan entre le Cambrien et le Permien. A : modèle de Gao et al. (1998). TSC : Tianshan central ; TSN : arc du Tianshan nord ; PJO : paléo-océan du Junggar ; PSO : paléo-océan du Tianshan sud ; NTO : bassin arrière-arc du Tianshan nord. B : modèle d'Allen et al. (1992).

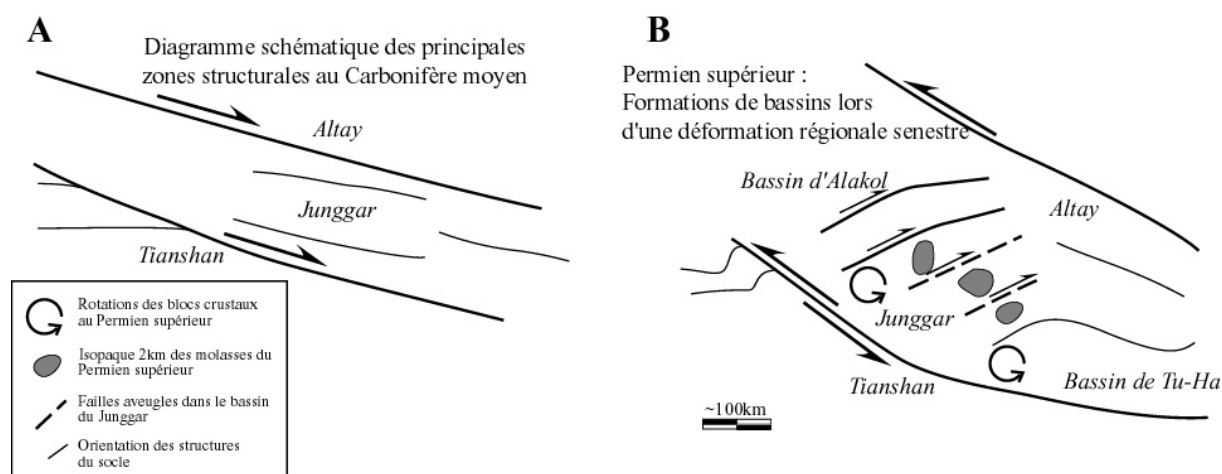


Figure I-14 : Schémas montrant la possible évolution des bassins d'Alakol, du Junggar et de Tu-Ha lors des grands mouvements transcurrents du Permien supérieur (Allen et al., 1995).

3) Les déformations post-paléozoïques

Les études paléomagnétiques effectuées sur les formations mésozoïques dans les bassins de Tu-Ha et du Junggar semblent indiquer que, depuis le Jurassique, le bloc du Tarim et de Tu-Ha sont solidaires, et qu'aucun mouvement significatif n'a eu lieu entre eux. Par contre, des mouvements latitudinaux ont eu lieu entre le bloc du Junggar et le bassin de Tu-Ha depuis le Jurassique supérieur (Cogné, et al., 1995).

Le relief actuel de cette région d'Asie est dû aux déformations cénozoïques (Burchfiel, 1994 ; Burchfiel, et al., 1999 ; Burtman, 2000 ; Cunningham, 1996a ; Hendrix, et al., 1994 ; Sobel, et al., 1994 ; Yin, et al., 1994). En particulier, la collision indo-eurasienne est responsable de nombreux accidents cassants autour du Junggar. En effet, Tapponnier and Molnar (1979) ainsi que Avouac and Tapponnier (1993) considèrent que la subduction intracontinentale de l'Inde sous l'Eurasie, débutée au milieu du Cénozoïque, est encore active actuellement. Cette collision a des effets jusqu'en Asie centrale. En effet, alors que l'Inde se déplace vers le nord de 50mm/an et le Tibet de 28mm/an vers le nord-nord-est, le bloc Tarim se déplace encore de 14mm/an vers le nord (Ma, 1987).

Les structures issues de cette déformation tertiaire sont plus nombreuses et plus spectaculaires sur les bordures des ceintures paléozoïques. Celles-ci réagissent comme des blocs rigides contre lesquels vient s'écraser la couverture méso-cénozoïque. C'est en effet principalement cette couverture qui est déformée par cette phase tectonique, et il n'y a pas beaucoup de traces de cette dernière au sein même des orogènes paléozoïques. Toutefois, certaines des structures des collisions anté-mésozoïques ont contrôlé l'orientation des chevauchements néotectoniques, même quand ceux-ci affectent les formations postérieures au Permien (Allen, et al., 1993 ; Windley, et al., 1990)(figure I-15).

De nombreux indices de cette tectonique récente existent dans la région du Tianshan. Les travaux sur les déformations récentes dans la région (Carroll, 1991 ; Graham, et al., 1990 ; Nishidai and Berry, 1991 ; Peng and Zhang, 1989) présentent des coupes qui mettent en évidence une tectonique cassante initiée au Tertiaire et encore active aujourd'hui. Par exemple, les profils sismiques pétroliers effectués dans le nord du Bassin de Tu-Ha indiquent le chevauchement du Jurassique sur le Néogène supérieur (figures I-16A et B). De même, une

coupe effectuée à la bordure sud du Junggar met en évidence des chevauchements cassants qui mettent en contact le Permien moyen avec le Jurassique et le Jurassique avec le Quaternaire (figure I-16C). Enfin, sur la bordure nord-ouest du Tarim, la zone de chevauchement en duplex de Kelpingtage fait chevaucher vers le sud les formations cambriennes sur le Quaternaire (figure I-16D). Ceci conforte les résultats de nombreux travaux qui décrivent d'importantes failles actives, de type chevauchant, dans cette partie de l'Asie (Avouac, et al., 1993 ; Burchfiel, et al., 1999 ; Cunningham, et al., 1996b ; Dominguez, et al., 2001 ; Molnar and Tapponnier, 1975 ; Tapponnier and Molnar, 1979). Plus proches de nous, les séismes, traces directes de l'activité des failles actives, sont très nombreux dans la région et en particulier dans l'ouest du Tianshan et au nord-ouest du Tarim (Nelson, et al., 1987 ; Ni, 1978 ; Ritz, et al., 1995 ; Shi, et al., 1975).

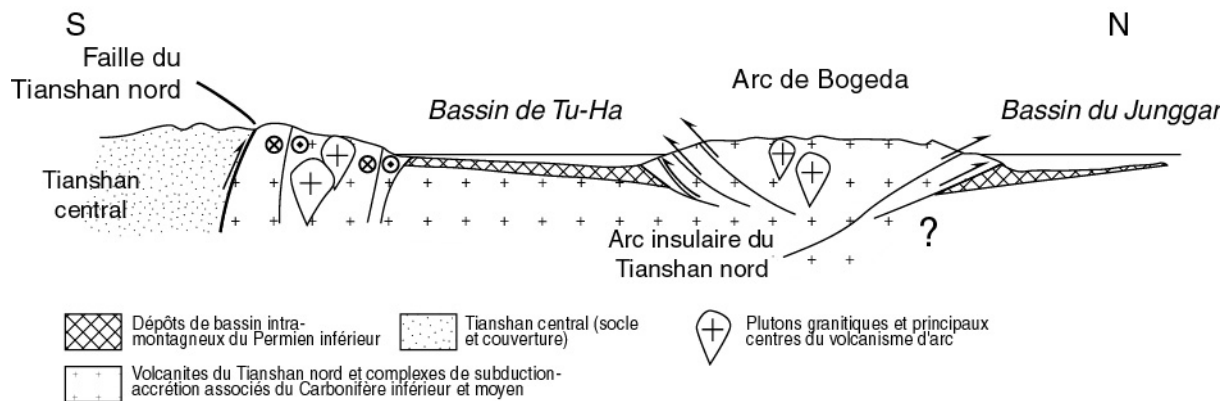


Figure I-15 : Coupe synthétique montrant le développement des bassins du Junggar et de Tu-Ha après l'accrétion du Tianshan central et du Tianshan nord entre le Carbonifère supérieur et le Permien inférieur (Allen et al., 1993).

L'existence d'un conglomérat oligocène, discordant sur les formations plus anciennes, semble indiquer le début de la déformation principale due à la collision indo-eurasienne. Mais l'accélération du taux de sédimentation clastique, débutée au Pliocène, indique une intensification de la déformation au Néogène supérieur (Windley, et al., 1990).

Enfin, il est intéressant de noter que, le long de la bordure sud du Tianshan, cette déformation est responsable de la subduction intracontinentale vers le nord du bloc du Tarim sous le Tianshan (Nishidai and Berry, 1991). Des formations mésozoïques à éocènes seraient entraînées dans la subduction d'après les auteurs. Ceci montre que les structures engendrées par la collision Indo-Eurasienne, même à 1600 km au nord de l'Himalaya, peuvent être très importantes et d'échelle crustale (Avouac and Tapponnier, 1993 ; Burtman, 2000 ; Cunningham, et al., 1996a ; Cunningham, et al., 1996b ; Hendrix, et al., 1996 ; Owen, et al., 1997 ; Ritz, et al., 1995 ; Tapponnier and Molnar, 1979).

Pour conclure, il est important de tenir compte de cette tectonique cénozoïque qui, par son intensité et l'importance de ses structures, a transformé ce secteur de l'Asie centrale et modelé la chaîne du Tianshan.

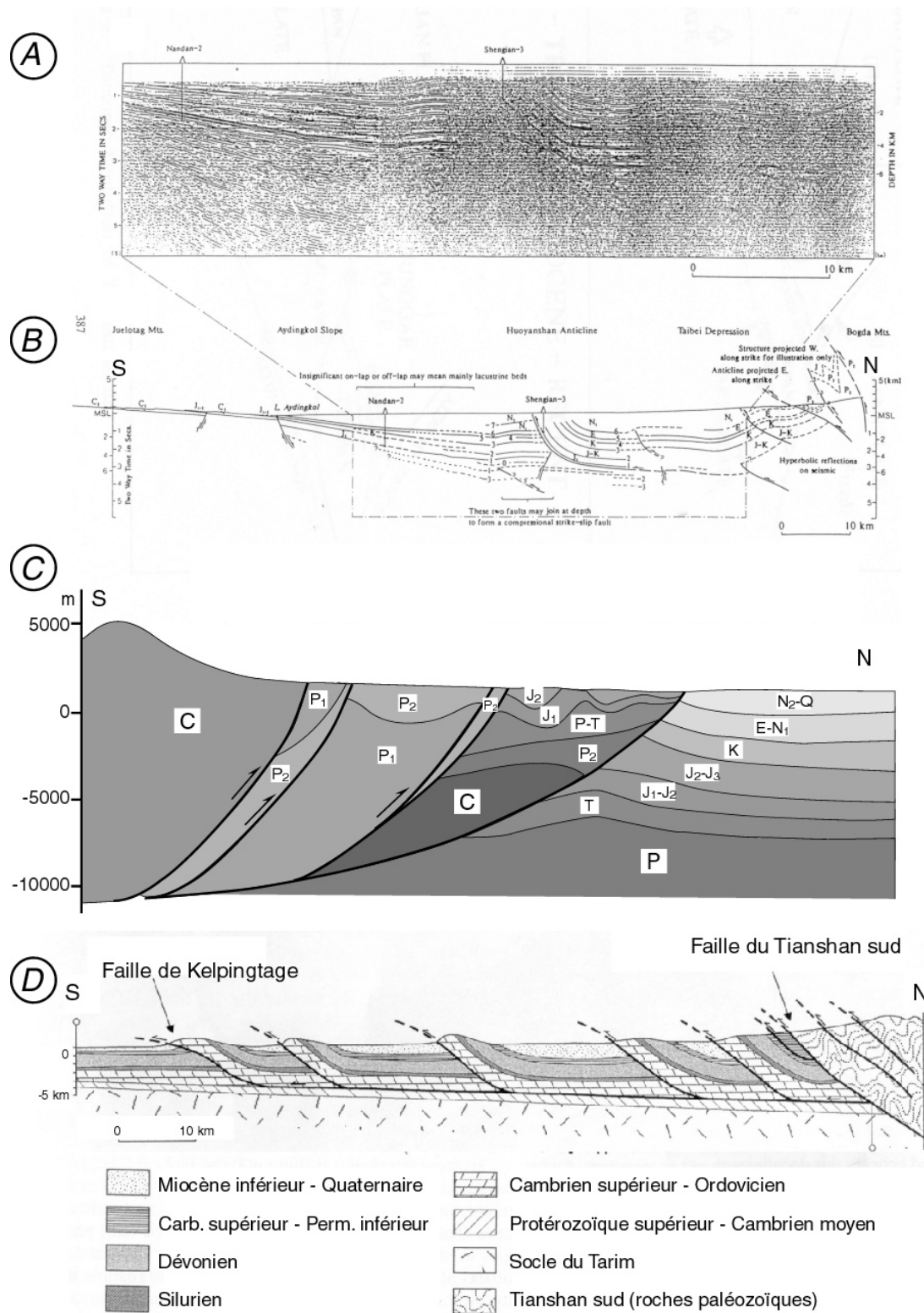
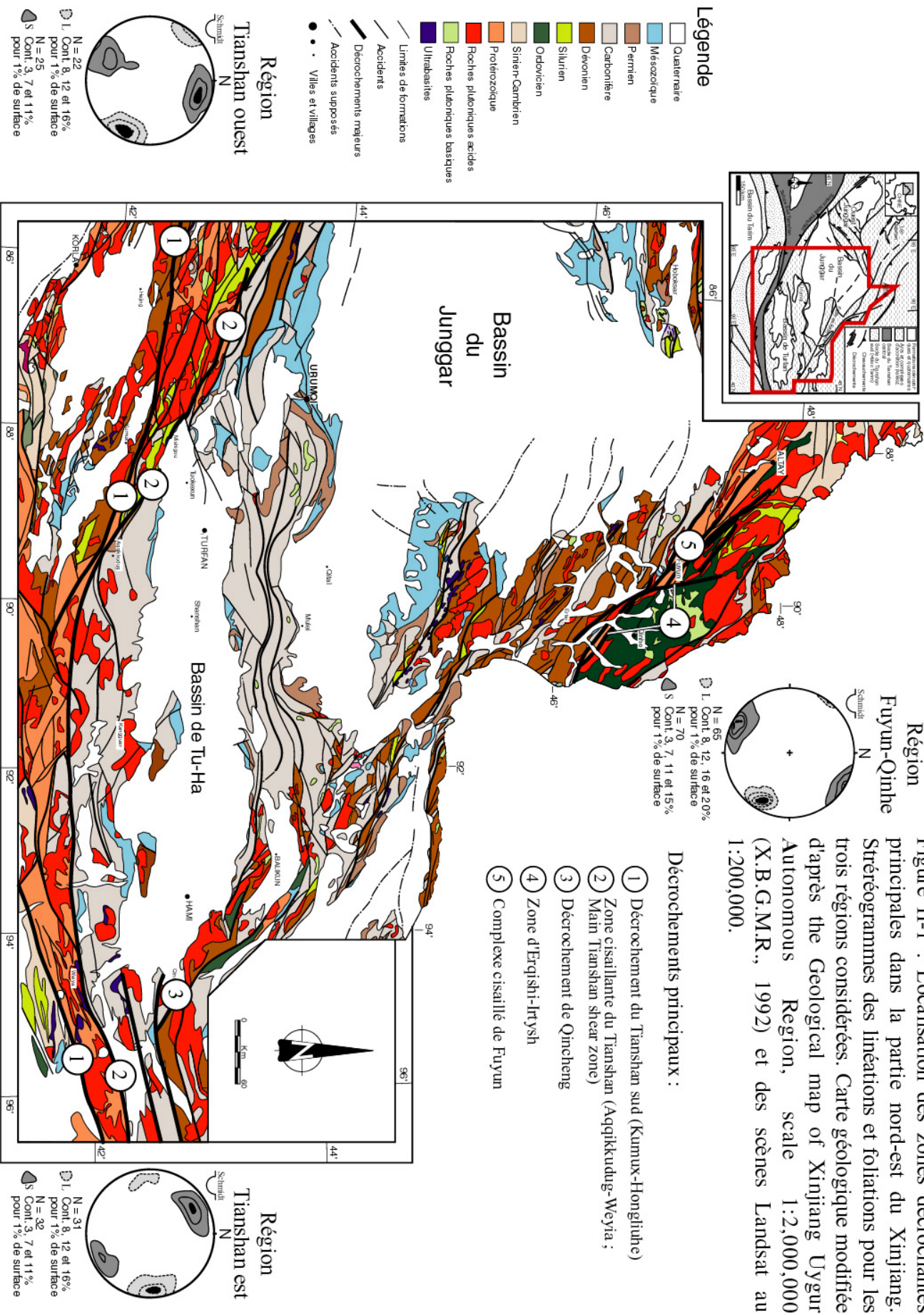


Figure I-16 : Exemples de coupes présentant des structures récentes. A : profil sismique N-S de la partie centrale du bassin de Tu-Ha (Nishidai et Berry, 1991). B : coupe interprétative du profil sismique A étendue au sud et au nord par interprétation de scènes Landsat MSS (Nishidai et Berry, 1991). C : coupe de la bordure nord de l'arc de Bogda, non balancée mais montrant les plis faillés (Graham et al., 1990). D : coupe de la zone chevauchante de Kelpingtage d'après le travail de terrain d'Allen et al. (1999) et les scènes Landsat MSS (Allen et al., 1999).

***Partie II : Etude structurale et géochronologique des
décrochements dans le pourtour du Junggar***



Le pourtour du Junggar a été le siège à la fin du Paléozoïque de d'importants décrochements qui ont repris les grandes structures collisionnelles issues des accrétiens paléozoïques (figure II-01). Il nous semble important de bien comprendre les déformations décrochantes tardi-paléozoïques avant d'aborder l'étude des déformations tangentielles antérieures. Ces dernières seront étudiées en détail dans les parties III et IV pour les différentes régions du Tianshan et du Junggar oriental.

De nombreuses zones décrochantes découpent la partie orientale du Junggar. Elles sont localisées sur la figure II-01. Dans la chaîne du Tianshan, deux zones cisailantes, le décrochement du Tianshan sud (ou de Kumux-Hongliuhe) et la zone cisailante du Tianshan (ou « Main Tianshan shear zone ») séparent les trois unités : le Tianshan sud, le Tianshan central et le Tianshan nord. A l'est du bassin de Tu-Ha, un accident senestre peut être observé près du village de Qincheng. Enfin la bordure chinoise des montagnes de l'Altai (ou Altay) a enregistré les phases décrochantes le long de deux zones majeurs : la zone d'Erqishi-Irtysh et la zone complexe de Fuyun.

Cette partie s'articule autour de deux notes soumises, l'une à Terra Nova (acceptée avec des révisions mineures), l'autre à Tectonics. Ces articles permettent de synthétiser les études structurales des décrochements régionaux et les datations $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ effectuées au laboratoire de géochronologie de Montpellier.

Dans la note soumise à Terra Nova, nous présentons une étude structurale détaillée des décrochements dextres dans le Tianshan et de la zone cisailante senestre d'Erqishi-Irtysh. Les observations de terrain et les critères microscopiques nous permettent d'avancer l'hypothèse d'un polyphasage des décrochements dans le pourtour du Junggar. Ainsi, après une phase senestre, bien exprimée dans la zone d'Erqishi et mal conservée dans le Tianshan, une phase dextre régionale a eu lieu dans la partie est du bassin du Junggar. Le long de la zone décrochante principale du Tianshan, elle est associée au développement de décrochements senestres conjugués d'échelle kilométrique.

Nous avançons l'idée d'une évolution d'une tectonique tangentielle de collision vers une accommodation des contraintes résiduelles par des mouvements horizontaux à la fin du Paléozoïque.

La seconde note propose une étude structurale complémentaire des grands décrochements et de la zone complexe de Fuyun. Ces études nous ont permis de confirmer le jeu décrochant dans tout le Junggar oriental. Dans la zone de Fuyun, au nord-est du bassin, ces mouvements horizontaux sont associés à un cisaillement à vergence nord-ouest pouvant être comparé à un processus d'exhumation.

Afin de préciser la chronologie des déformations décrochantes, nous avons effectué des datations $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ à Montpellier sur biotites et muscovites. Les âges radiométriques confirment la chronologie précédemment exposée. Une première phase décrochante a lieu à 290 Ma. Elle est clairement senestre dans le nord (e.g. la zone d'Erqishi) alors que dans le Tianshan elle est dextre. Ensuite une deuxième phase reprend les structures il y a 250-245 millions d'années. De nouveau dextre dans le Tianshan, elle semble globalement senestre dans le nord. Synchrone des décrochements, un cisaillement vers le nord-ouest est clairement mis en évidence dans le complexe métamorphique de Fuyun.

Enfin, nous avons comparé ces résultats avec les données paléomagnétiques disponibles dans la littérature. Nous avons pu constater que ces données confirment nos observations et nos datations et que les rotations relatives des blocs calculées à partir des paléopôles, concordent avec les mouvements horizontaux étudiés.

Sous presse dans Terra Nova

Paleozoic late collisional strike-slip deformations in Tianshan and Altay, Eastern Xinjiang, NW China.

Sébastien Laurent-Charvet¹, Jacques Charvet¹, Liangshu Shu², Ruishi Ma² and Huaifu Lu²

1) Institut des Sciences de la Terre d'Orléans, Université d'Orléans, BP 6759, 45067 Orléans ; 2) University of Nanjing, dept. of Earth Sciences, 210093 Nanjing, P. R. China

Corresponding author: Sébastien Laurent-Charvet

Tel. International: +33.2.38.49.46.60; fax. International: +33.2.38.41.73.09

E-mail : Sebastien.Laurent-Charvet@univ-orleans.fr

Abstract

In Central Asia, thrusts and shear zones due to Paleozoic accretional events were reworked by E-W ductile strike-slip faults during Late Paleozoic-Early Mesozoic time. In the Tianshan range, microstructures and quartz C-axis fabrics show a main dextral shearing associated with sinistral localized shear zones. The relationship between these conjugate structures indicate a NNW-SSE trending bulk shortening. In the Chinese Altay mountains, the existence of δ -type microstructures in an important sinistral mylonitic zone infers high rates of deformation. This shear zone is bordered by a late dextral ductile fault synchronous with a granite emplacement. Field evidence and datings from the literature provide chronological constraints. In the Late Carboniferous, the sinistral mylonitic deformation took place in the Erqishi-Irtyshe shear zone in the north-eastern part of Xinjiang and in Kazakhstan. During the Early Permian, a regional dextral event occurred in the Tianshan range and in all northern Xinjiang.

Introduction

In central Asia, the Altaids (Suess, 1901) correspond to a huge orogenic collage resulting from Paleozoic accretions of crustal cratons (Sengör, et al., 1993). In between the Siberian, Tarim and Kazakhstan plates (Berzin, et al., 1994; Coleman, 1989), the Tianshan range separates the Siberian and Junggar blocks to the north from the Tarim block to the south (Ma, et al., 1990 ; Xiao, et al., 1990). This range results from several tectonic events, including two subduction-collision stages during the Middle Paleozoic and the Late Paleozoic (Allen, et al., 1993a; Berzin, et al., 1994; Dobretsov, et al., 1995; Ma, et al., 1990; Sengör, et al., 1993; Windley, et al., 1990). At the end of Paleozoic, regional ductile strike-slip deformations reworked the preexisting structures (Mitrokhin, et al., 1997; Shu, et al., 1997; 1998; 1999a).

This paper presents new structural data on such transcurrent shear zones in eastern Xinjiang, P.R. of China, with the aim of better understanding the complex geological history of Central Asia during the Late Paleozoic.

Geological setting

The Xinjiang province of north-west China is located between Mongolia and Kazakhstan, in Central Asia (Fig. 1). The 3000km long E-W trending Tianshan belt separates the Tarim and Junggar basins. In north-western Junggar, Xinjiang is bordered by the Altay mountains which stretch from Siberia to Outer Mongolia (Fig. 1).

The Tarim block, composed of Cambrian-Sinian carbonates on a Proterozoic substratum, is separated from South Tianshan by a Middle Paleozoic suture zone (Fig. 1). This north thrusting zone contains Silurian flyschs (Ma, et al., 1993) and an ophiolitic melange including ultramafic (420 ± 14 Ma (K-Ar on amphibole) and 451.7 ± 19 Ma (Rb-Sr on total rock) in Ma et al., 1993), siliceous, and blueschist blocks dated between 351 and 415Ma

by $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ method (Gao and Klemd, 2000 ; Gao, et al., 1998 ; Gao, et al., 1995 ; Shu, et al., 1996). South Tianshan is formed from large nappes of gneiss and metamorphosed oceanic material (Fig. 1) that occur as Cambrian-Ordovician blocks (Che, et al., 1994; Guo, et al., 1993). Carboniferous carbonates overlie the Ordovician-Silurian continent-based island arc of central Tianshan. The north side of central Tianshan is characterised by the main Tianshan shear zone (MTSZ, named locally: Aqqikkudug-Weiya shear zone) (Shu, et al., 1999) (Fig. 1). The shear zone is sporadically underlined by mafic blocks and is considered to be a Carboniferous south dipping oceanic suture (Guo, et al., 1993). The North Tianshan is a Carboniferous calc-alkaline volcanic arc (Shu, et al., 1999), that is bordered by Junggar basin, and is limited to the north by the Kelameili suture zones of ill-defined ages (Fig. 1). The Tu-Ha basin is probably due to a Permian extensional deformation (Allen, et al., 1993b; Allen, et al., 1995) and its substratum could be that of the North Tianshan and Junggar basin. To the north-east, the Siberian margin is a Proterozoic basement with Silurian volcanoclastic cover (Ma, et al., 1993).

During the Late Carboniferous, eastern Xinjiang was affected by large ductile strike-slip zones, like the Erqishi-Irtysh shear zone in Kazakhstan (Melnikov, et al., 1997; Mitrokhin, et al., 1997) and the MTSZ (Shu, et al., 1997; 1998; 1999a) which reworked preexisting thrusts (Fig. 1).

Finally, the Indo-Eurasia collision induced the intracontinental subduction of Tarim below Tianshan (Molnar and Tapponnier, 1975 ; Nishidai and Berry, 1991 ; Tapponnier and Molnar, 1979), and intense brittle deformations (Allen, et al., 1995; Allen, et al., 1999; Avouac, et al., 1993; Burchfiel, et al., 1999; Cunningham, et al., 1996; Hendrix, et al., 1994; Ritz, et al., 1995).

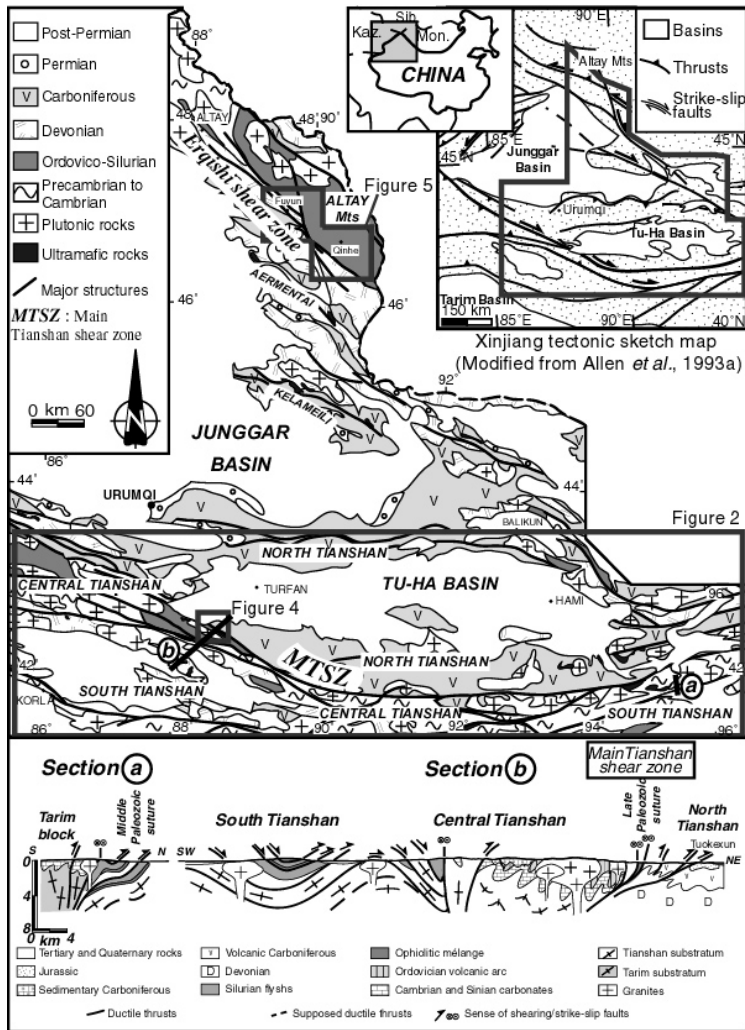


Figure 1: Synthetic geological map of Eastern Junggar and Eastern Tianshan and schematic cross-section of Tianshan range. Modified from Geological map of Xinjiang Uygur Autonomous Region, scale 1:2,000,000 (X.B.G.M.R., 1992) and 1:200,000 scale Landsat TM images.

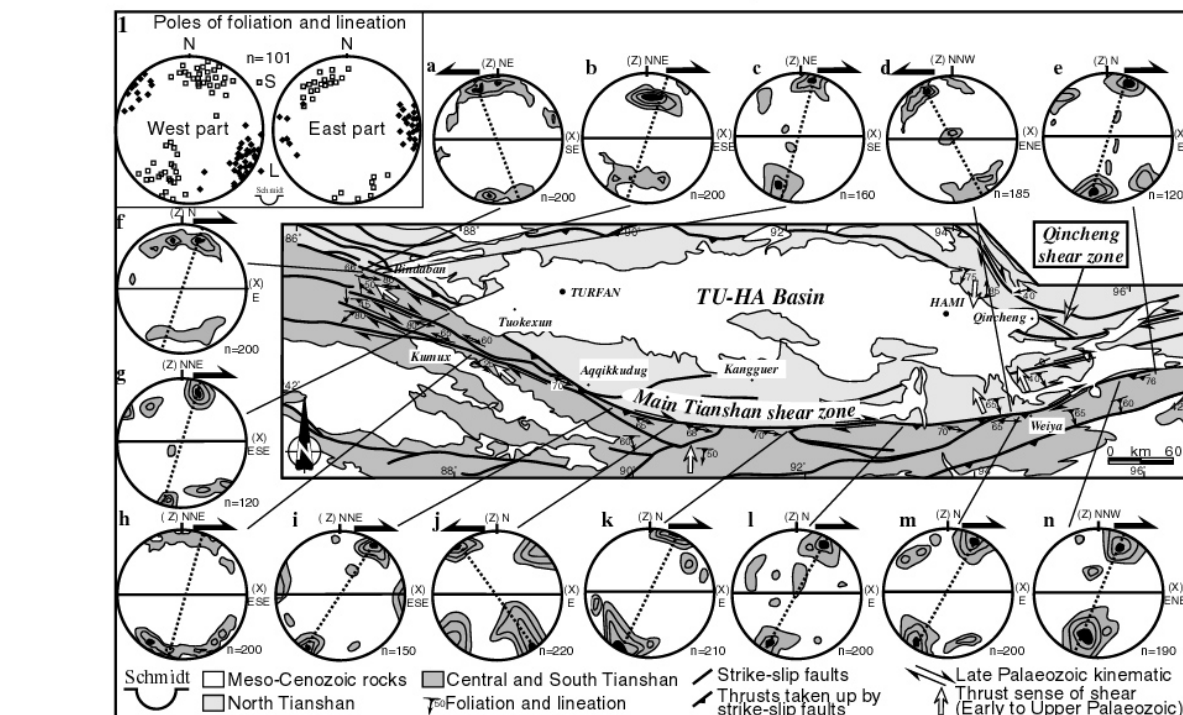


Figure 2: Stereograms of Quartz C-axis fabrics (a-n), foliation and lineation (1) relative to ductile strike-slip faults along the Tianshan shear zone, location on figure 1.

Kinematic study of the main ductile strike-slip shear zones in Tianshan

The main E-W trending units of Tianshan are separated by two hundred kilometre long, and kilometre wide shear zones (Fig. 2). Four main types of deformed rocks are exposed within these units: well represented mylonitic schists and quartzite, gneisses, and folded migmatites.

The geological offsets of the shear zones, and particularly that of the MTSZ, are difficult to estimate due to the lack of landmarks which would enable the reconstruction of earlier geology. The horizontal displacement could be higher than tens of kilometres, however, due to the regional scale of these structures.

Kinematic criteria :

On outcrops, mylonites are affected by a foliation which trends N110 in western area and N85 in eastern area. A sub-horizontal stretching lineation is carried upon this steeply dipping foliation. Figure 2-1 presents the foliations and lineations from Shu et al. (1999a) and our new data from western and eastern Tianshan.

The outcrop-scale shear kinematic criteria associated with the lineation include millimetre spaced shear bands, asymmetric plagioclase augens, boudinage and asymmetric σ -type K-feldspar porphyroclasts with sericite and plagioclase recrystallized tails. All indicate an E-W dextral sense of shearing.

In thin sections cut parallel to lineation and perpendicular to foliation, many criteria confirm the dextral strike-slip shearing: sigmoidal biotite or “mica-fish” structures; shear bands (Fig. 3a); quartz or feldspar phenoclasts with recrystallized asymmetric tails of quartz, micas, neoformed pennine or carbonates (Fig. 3b); σ -type quartz porphyroclasts; fibrous quartz or chlorite asymmetric pressure shadows around large pyrite, etc. Quartz sub-grains, joint migrations and grain nucleations indicate dynamic recrystallization.

In mylonitic Ordovician volcanoclastic rocks from the eastern part of the MTSZ, finite strain measurements of 93 grains of flattened and elongated quartz made using the Fry method (Fry, 1979) that probably underwent a crystal plasticity type deformation, give a Flinn parameter $K=3.4$ (Flinn, 1962 ; Ramsay and Huber, 1983) and the ratio of the three axes of the strain ellipsoid is 2.8:1:1.8. So, in eastern Tianshan, the evidence indicates a main apparent constriction type transcurrent ductile deformation (Shu, et al., 1999).

In the eastern area, a few samples show relicts of sinistral criteria which have been partially deleted and recut by well-preserved dextral structures. These sinistral criteria may be traces of an earlier E-W left-lateral deformation from which metamorphic minerals recrystallized during dextral shearing.

In western Tianshan, decametre wide and kilometre long sinistral ductile shear zones occur locally in gneisses. Their strike is $\sim N50$, making an average angle of 55° with that of the nearby dextral MTSZ (Fig. 4 and 6). Thus, in the Tuokexun-Kumux area (Fig. 4), some gneiss exposures display a $N50$ trending sub-vertical foliation carrying an horizontal stretching lineation. Associated shear criteria are sinistral shear bands or sigmoidal feldspar porphyroclasts. In this area, Tianshan dextral shear zone is characterised by a $N100$ - $N110$ foliation with a horizontal lineation (Fig. 4) .

In the eastern area of Tu-Ha basin (Fig. 2), the hectometre wide sinistral shear zone of Qincheng presents a $N140$ trending steeply dipping foliation with a horizontal stretching lineation. Kinematic criteria and minerals associated with these sinistral shear zones are the same as those of the Tianshan shear zone. In a Late Carboniferous granite, they are: shear bands with an angle of 20 to 30° to the foliation, which recut feldspatic porphyroclasts (Fig. 3c) and magmatic garnets; sigmoidal feldspatic porphyroclasts with micas and quartzo-feldspathic asymmetric tails.

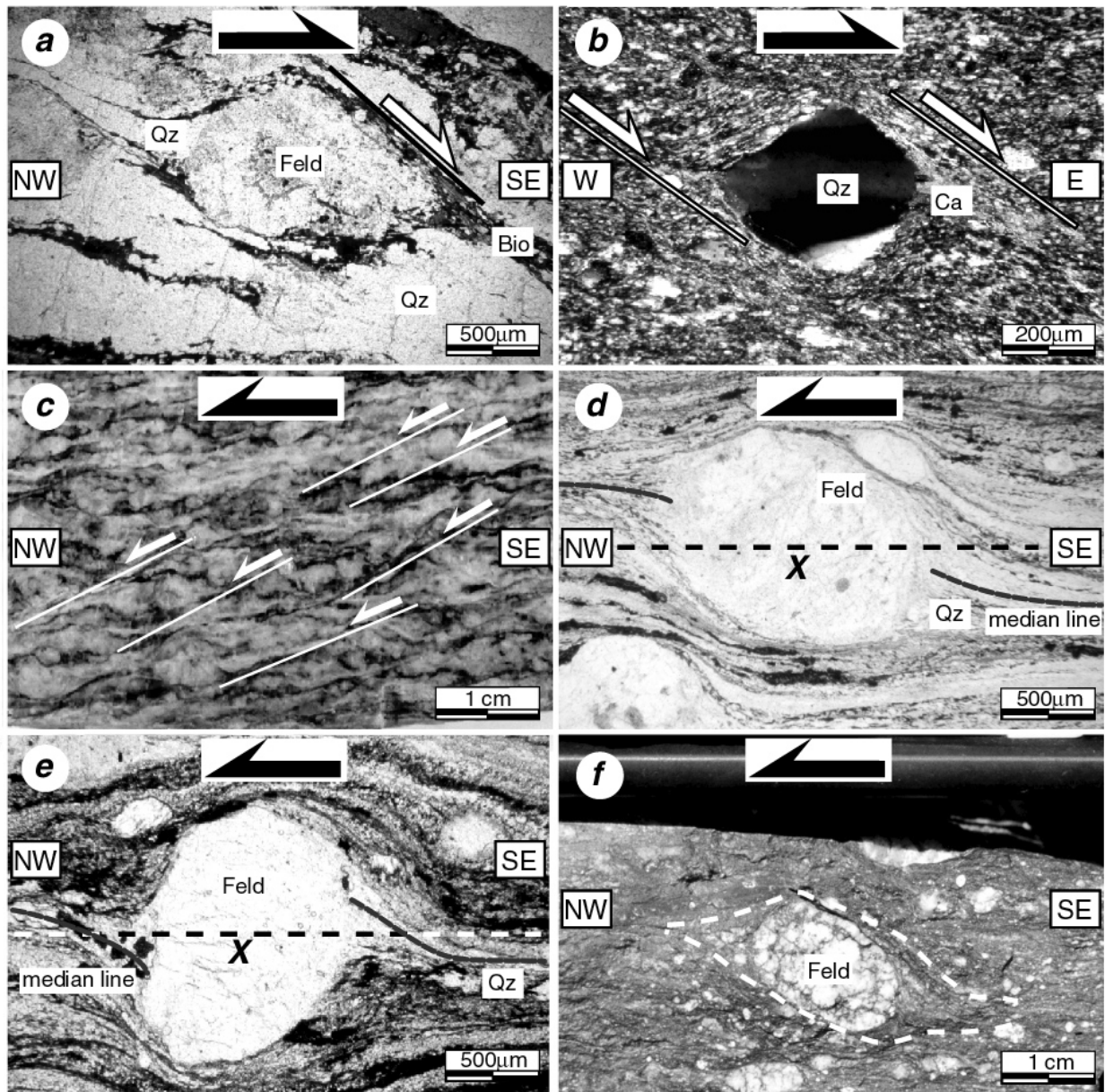


Figure 3: Examples of strike-slip structures along transcurrent faults in eastern Xinjiang. (a) Shear bands in Proterozoic orthogneiss along ductile Tianshan shear zone. Dextral sense of shear. (b) Shear bands and calcite tails around quartz phenoclast in Ordovician greywack. Dextral sense of shear in eastern Tianshan. (c) Deformed Carboniferous granite in Qincheng area. Shear bands showing sinistral sense of shear for conjugate strike-slip fault. (d) Sinistral s-type feldspatic clast in mylonite of Erqishi zone and indications of X and median lines. (e) Sinistral d-type feldspatic clast in mylonite of Erqishi zone and indications of X and median lines. (f) feldspatic phenoclast with tails in mylonitic tuff in Erqishi zone. Sinistral sense of shear.

For all the pictures, foliation is parallel to the large side.
Bio: biotite; Ca: calcite; Feld: feldspar; Qz: quartz.

Quartz C-axis fabrics

In several mylonites, quartz grains show strong undulose extinction with serrated and lobate boundaries, indicative of dynamic recrystallization.

Quartz C-axis fabrics (Fig. 2) have been measured with an universal stage on fourteen such samples from along the Tianshan shear zone. Ten of the fabrics (2c, e, g and i to n) were published by Shu, et al. (1999a). Patterns 2b, c, e, f, g, h, i, k, l, m and n display a well-marked preferred orientation with a maximum located close to the X,Z plane. Maxima near the Z axis and angles with the Z axis of smaller than 45° suggest the activation of the basal $\langle a \rangle$ slip system during a non-coaxial dextral deformation (Etchecopar and Vasseur, 1987 ; Passchier and Trouw, 1996) under low temperatures ($<300^\circ\text{C}$) (Law, 1990). These results agree with the dextral kinematics observed in thin sections from all along the Tianshan shear zone.

Fabrics 2a, d and j suggest however sinistral shearing. Patterns a and j show maxima near Z axis in the periphery of the diagram, corresponding to low temperature conditions. The secondary maximum close to the Y axis of fabric 2d suggests coeval activation of basal $\langle a \rangle$ and prismatic $\langle a \rangle$ slip systems, corresponding to medium temperature conditions ($\sim 350^\circ\text{C}$). To explain the two senses of shearing, a coaxial deformation seems impossible because of the thin section criteria. A superimposition of two non-coaxial shearing stages is however more probable. The foliation and lineation orientations of these sinistrally deformed samples are identical to those related to the dextral motion. This, together with the occurrence of relics of left-lateral shear criteria in eastern Tianshan, strongly suggest that, along the eastern MTSZ, medium temperature sinistral deformation preceded a well-marked lower temperature dextral stage.-

The Erqishi shear zone of the northern Junggar margin

Two types of ductile strike-slip structures occur in north-eastern Xinjiang: late dextral shear zones, probably contemporaneous to the Tianshan one, and the large early sinistral Erqishi mylonitic zone (Fig. 5).

The Erqishi zone is a sinistral NW-SE trending shear zone, 5 to 10 kilometres wide, which stretches from Qinhe to Kazakhstan (Fig. 1) where it is named the Irtysh shear zone (Melnikov, et al., 1997; 1998; Mitrokhin, et al., 1997). Geophysical studies had shown that this shear zone descends to 100 km below the surface (Bulin, et al., 1969; Mitrokin, et al., 1997). Mylonites present in the shear zone consist of meta-tuffs, meta-sandstones, andesitic schists and paragneisses of unknown age. They are bordered by ductile Permian and brittle Cenozoic dextral strike-slip faults and thrusts (Fig. 5). This has resulted in the sheared mylonites overthrusting the Carboniferous volcanic rocks (Fig. 5c and 7).

1) Kinematic criteria

In the Erqishi zone, the rocks are affected by a N120 trending foliation which dips to the NE. This foliation carries horizontal stretching lineation of the same trend (Fig. 5a). On several outcrops, mylonites and ultramylonites exhibit acute southwestward overturned folding (axis 120SE15); axial surfaces and limbs are subparallel to foliation and axes subparallel to stretching lineation. These folds can be considered as A-type folds, characteristic of strong rates of deformation (Passchier and Trouw, 1996).

Microstructures associated with the lineation show a predominantly sinistral motion. Criteria are σ - (Fig 3d and f) and δ -type (Fig. 3e) asymmetric mantled objects. The σ -structures, made of quartz or feldspathic prophyroclasts with quartzo-feldspathic pressure shadow tails, are typical of low shear strains shear zones where recrystallization rates are higher than rotation rates (Ramsay and Huber, 1987). The other δ -structures, developed around the same minerals, however, are characteristic of higher shear strains where the rates

of recrystallization is lower than that of rotation (Passchier and Simpson, 1986 ; Passchier and Trouw, 1996). In the Erqishi mylonitic zone, the δ -type structures can be considered as indicators of the maximum rate of deformation for the shearing. Sinistral shear bands and “mica-fish” are formed in the mylonitic rocks and meta-sandstones. The quartz C-axis fabric (fig. 5b) in quartz vein of a paragneiss displays a complex pattern which cannot be kinematically interpreted. It appears that no translation gliding occurred during deformation of this rocks as there are two maxima near the circumference having an angle greater than 45° with the Z axis.

Some mylonite samples contain dextral criteria such as quartz porphyroclasts with quartz tails. These dextral criteria have not been reworked or deformed by sinistral ones and seem to be contemporaneous with the main sinistral motion. They are interpreted as local traces of reverse shearing which commonly develops in mylonitic shearing associated with low grade metamorphism (Hippertt and Tohver, 1999).

The northern margin of the mylonitic area of Erqishi was reworked by a localized late dextral fault (Fig. 5c). This ductile fault (Fig. 5c) is associated with a steeply dipping foliation carrying a horizontal stretching lineation. A syntectonic granite emplacement occurred during this event and underlines the structure. In the granite, the deformation decreases northward from the ductile fault. Foliation disappears at about 3 km from the maximum dextrally deformed area. Migmatite enclosures, which are parallel to foliation in the shear zone, are not oriented a few kilometres away from the fault (Fig. 5c).

Finally, the Erqishi zone and its northern bordering dextral fault were cut and moved of almost 20km by a N-S dextral brittle fault of supposed Cenozoic age. That fault changes to a southwestward N120 thrust carrying the mylonites over Carboniferous granites and volcanites (Fig. 5 and 7).

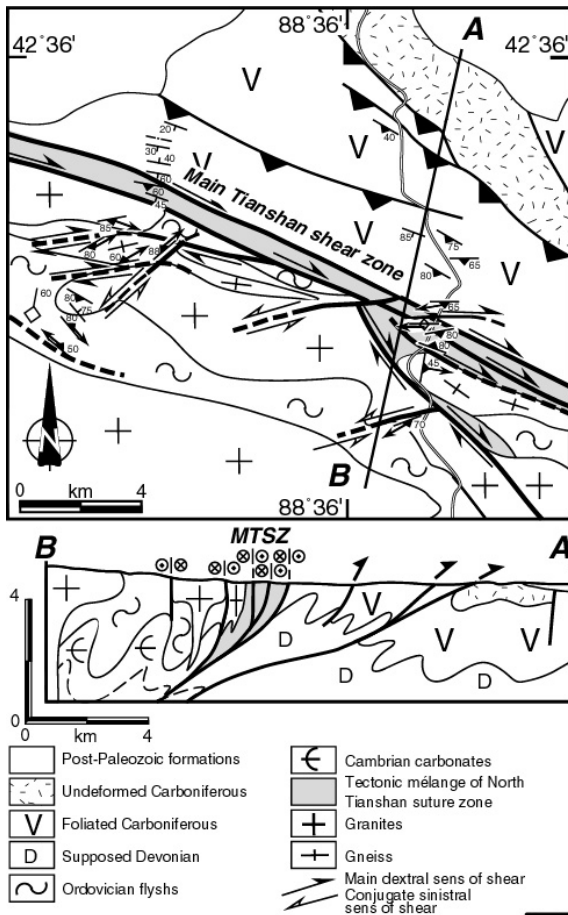
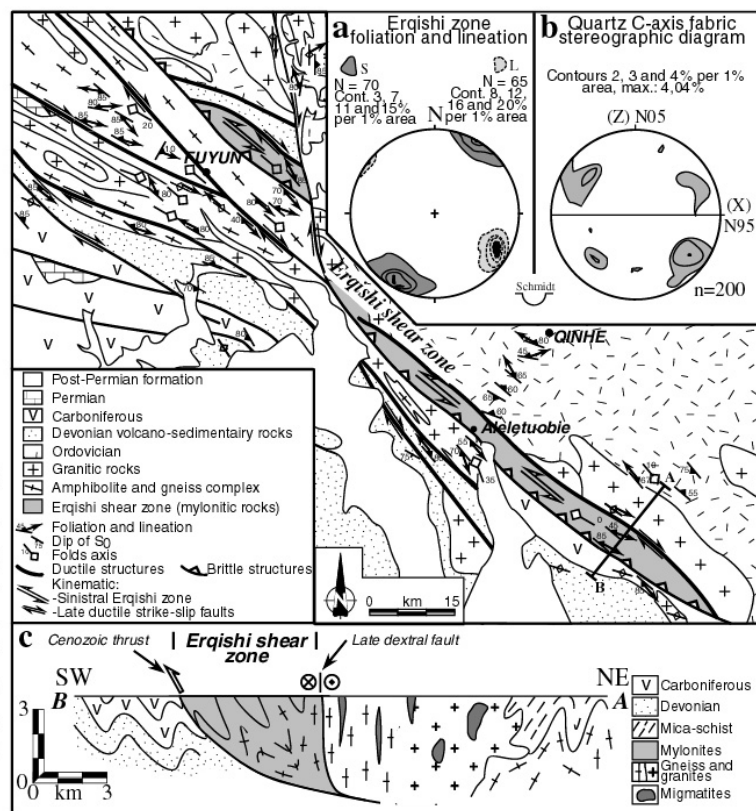


Figure 4: Geological structural map and cross-section showing conjugate left-lateral and dextral strike-slip faults in Tuokexun-Kumux area, location on figure 1

Figure 5: Geological and structural map of Fuyun-Qinhe area, modified from Geological map of Xinjiang Uygur Autonomous Region, scale 1:2,000,000 (X.B.G.M.R., 1992) and 1:200,000 scale Landsat TM images. Location on figure 1. (a) Stereographic diagram of foliation and lineation for the Erqishi shear zone. (b) Quartz C-axis fabric stereographic diagram. (c) A-B cross-section in the Erqishi zone.



Discussion and conclusion

The structural results exposed in this paper indicate that two main ductile strike-slip stages occurred in this part of central Asia, at the end of Paleozoic collisional tectonics.

Firstly, at the end of Carboniferous, the closure of the Paleo-Asian ocean in Altay (Berzin, et al., 1994; Dehandschutter et al., 1997), the collision of Junggar with central Tianshan, and the relative rotations between stable blocks induced a sinistral transcurrent event marked in the Altay mountains along the Erqishi-Irtysh shear zone. It could have had some effects in Tianshan where traces of an earlier sinistral deformation (e.g. Qincheng shear zone) were observed in the eastern Tu-Ha basin. The main Erqishi mylonitic shear zone extends from the Mongolian border to Kazakhstan and shows a sinistral motion with high rates of deformation all along its length (Fig. 7). In Kazakhstan, this shear zone has been dated at about 290 Ma by $\text{Ar}^{40}/\text{Ar}^{39}$ method on muscovites and biotites in a syntectonic granite (Melnikov, et al., 1997; 1998; Mitrokhin, et al., 1997).

Secondly, the convergence between Junggar and central Tianshan led to the Early Permian late-collisional reactivation in a dextral sense of earlier structures, as the Carboniferous thrusts in Tianshan and Erqishi shear zone borders. As already observed in Brittany, France, (Roman-Berdiel, et al., 1997 ; Vignerresse, 1995) or central Appalachian Piedmont (Valentino, et al., 1995), synchronous conjugate sinistral ductile faults developed in Tianshan range along the main dextral Tianshan zone. The geometric relationship between faults indicates a NNW-SSE trending bulk shortening (Fig. 6) which faces the obtuse angle sector in the conjugate ductile shear zones model (Ramsay and Huber, 1987). In the Tianshan belt, Middle Permian undeformed continental sandstones lie unconformably on foliated Carboniferous volcanic rocks and Late Carboniferous granites which underwent the regional dextral deformation. An $\text{Ar}^{40}/\text{Ar}^{39}$ dating gives an age of 269 ± 5 Ma (on neo-muscovites in

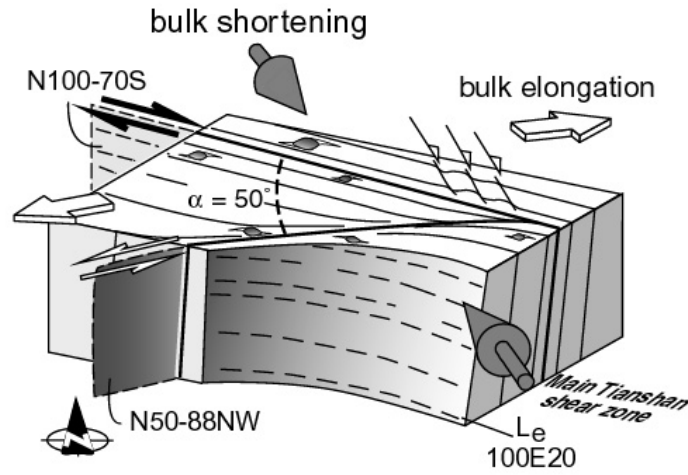


Figure 6: 3D block diagram showing microstructures and relationship between conjugate dextral and sinistral shear zones along the western part of the main Tianshan shear zone.

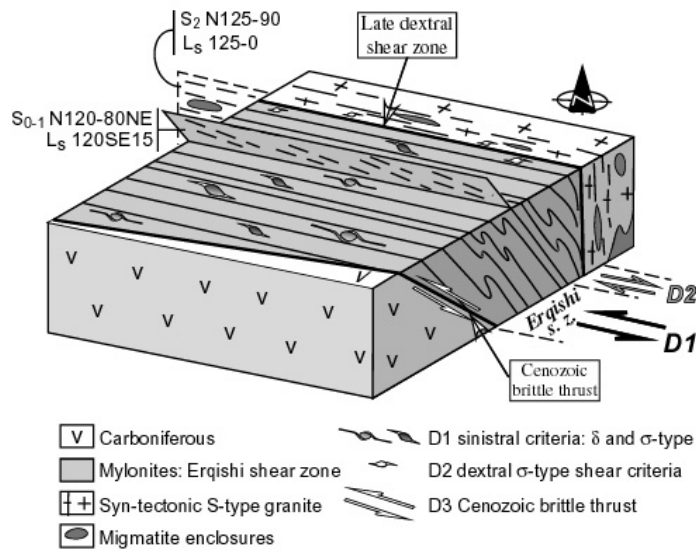


Figure 7: 3D block diagram showing microstructures and relationship between the Erqishi shear zone, late dextral ductile fault and Cenozoic brittle thrust.

dextrally sheared mylonite) along the Tianshan shear zone (Shu, et al., 1999), confirming an early Permian age of this dextral motion.

So, the tectonic development of north Xinjiang illustrates a transition between two styles of convergence and shortening accommodation. The collisional thrust tectonics evolved into a transcurrent ductile deformation accommodating the residual NW shortening.

Acknowledgements

The authors are grateful to the National Science Foundation of China (grants 49772151 and 49832040), the national « 305 » project for Xinjiang geology and, the Department of Earth Sciences of Nanjing University (China) which provided logistic support for field trips. We thanks P.H. Leloup and D. Delvaux for their constructive scientific suggestions and D. Moncrieff for the English improvement.

References

- Allen, M.B., Sengör, A.M.C. and Natal'in, B.A., 1995. Junggar, Turfan and Alakol basins as Late Permian to ?Early Triassic extensional structures in a sinistral shear zone in the Altaid orogenic collage, Central Asia. *Journal of Geological Society of London*, 152, 327-338.
- Allen, M.B., Vincent, S.J. and Wheeler, P.J., 1999. Late Cenozoic tectonics of the Kepingtage thrust zone: Interactions of the Tien Shan and Tarim basin, northwest China. *Tectonics*, 18(4), 639-654.
- Allen, M.B., Windley, B.F. and Zhang, C., 1993a. Paleozoic collisional tectonics and magmatism of the Chinese Tianshan, central Asia. *Tectonophysics*, 220, 89-115.
- Allen, M.B., Windley, B.F., Zhang, C. and Guo, J.H., 1993b. Evolution of the Turfan basin, Chinese central Asia. *Tectonics*, 12(4), 889-896.
- Avouac, J.P., Tapponnier, P., Bai, M., You, H. and Wang, G., 1993. Active thrusting and folding along the northern Tien Shan and Late Cenozoic rotation of the Tarim relative to Dzungaria and Kazakhstan. *J. Geophys. Research*, 98(B4), 6, 755-6,804.
- Berzin, N., Coleman, R.G., Dobretsov, N.L., Zonenshain, L.P., Xiao, X.C. and Chang, E.Z., 1994. Geodynamic map of the western part of the Paleasian ocean. *Russ. Geol. Geophysics*, 35(7-8), 5-22.
- Bulin, N.K., Pronyaeva, E.A., and Bubnova, V.I., 1969. Deep structure of the SW-Altay according to seismic data. *Sovetskaya Geologiya*, 4, 97-109. (In Russian)
- Burchfiel, B.C., Brown, E.T., Deng, Q.D., Feng, X.Y., Li, J., Molnar, P., Shi, J.B., Wu, Z.M. and You, H.C., 1999. Crustal shortening on the Margins of the Tien Shan, Xinjiang, China. *Int. Geol. Review*, 41, 665-700.
- Che, Z.C., Liu, H.F. and Liu, L., 1994. *The Formation and Evolution of the central Tianshan orogenic belt*. Geological Publishing House, Beijing. 135 pp. (in Chinese)
- Coleman, R.G., 1989. Continental growth of northwest China. *Tectonics*, 8(3), 621-635.

- Cunningham, W.D., Windley, B.F., Dorjnamjaa, D., Badamgarov, J. and Saandar, M., 1996. A structural transect across the Mongolian Western Altai: Active transpressionnal mountain building in central Asia. *Tectonics*, 15(1), 142-156.
- Dehandschutter, B., Delvaux, D. and Boven, A., 1997. The Lake Teletsk tectonic depression (Altai): New kinematic data and chronological relations. *Mus. Roy. Afr. Centr., Tervuren (Belg.), Dépt. Géol. Min., Rapp. Ann. 1995 & 1996*, 147-167.
- Dobretsov, N.L., Berzin, N. and Buslov, M., 1995. Opening and Tectonic Evolution of the Paleo-Asian Ocean. *Int. Geol. Review*, 37, 335-360.
- Etchecopar, A. and Vasseur, G., 1987. A 3-D kinematic model of fabric development in polycrystalline aggregates : comparisons with experimental and natural examples. *J. Str. Geol.*, 9, 705-717.
- Flinn, D., 1962. On folding during three dimensional progressive deformation. *Q. J. Geol. Soc. Lond.*, 118, 385-428.
- Fry, N., 1979. Density distribution techniques and strained length methods for determination of finite strains. *J. Str. Geol.*, 1, 221-229.
- Gao, J., He, G.Q., Li, M.S., Xiao, X.C., Tang, Y.Q., Wang, J. and Zhao, M., 1995. The mineralogy, petrology, metamorphic PTDt trajectory and exhumation mechanism of blueschists, south Tianshan, northwestern China. *Tectonophysics*, 250, 151-168.
- Gao, J. and Klemd, R., 2000. Eclogite Occurrences in the Southern Tianshan High-Pressure Belt, Xinjiang, Western China. *Gondwana Res.*, 3(1), 33-38.
- Gao, J., Li, M.S., Xiao, X.C., Tang, Y.Q. and He, G.Q., 1998. Paleozoic tectonic evolution of the Tianshan Orogen, northwestern China. *Tectonophysics*, 287, 213-231.
- Guo, Z.J., Ma, R.S., Guo, L.Z. and Shi, Y.S., 1993. A comparative study on three ophiolitic melange belts in Eastern Xinjiang. *Geol. Review*, 39(3), 236-247.
- Hendrix, M.S., Dumitru, T.A. and Graham, S.A., 1994. Late Oligocene-Early Miocene unroofing in the Chinese Tian Shan: An early effect of the India-Asia collision. *Geology*, 22, 487-490.
- Hippertt, J. and Tohver, E., 1999. On the development of zones of reverse shearing in mylonitic rocks. *J. Str. Geol.*, 21, 1603-1614.
- Law, R.D., 1990. Crystallographic fabrics: a selective review of their applications to research in structural geology. In: *Deformation mechanisms, rheology and tectonics* (Knipe and Rutter), 54, 335-352. Geological Society Special Publication.
- Ma, R.S., Wang, C.Y. and Ye, S.F., 1993. *Tectonic framework and crustal evolution of Eastern Tianshan mountains*. Publishing House of Nanjing University, Nanjing. 225 pp. (in Chinese)
- Ma, R.S., Ye, S.F., Wang, C.Y. and Liu, G.B., 1990. Framework and evolution in the East Tianshan Orogenic belt. *Geosci. Xinjiang*, 2, 21-36. (in Chinese with English abstract)
- Melnikov, A., Delvaux, D., Travin, A., Buslov, M., Vladimirov, A., Vladimirov, V., Plotnikov, A., Berzin, N., Smirnova, L., Trefois, P. and Theunissen, K., 1997. Late Paleozoic-Early Mesozoic Sinistral Movement along the Irtysh shear zone, NE-Kazakhstan. In: *Tectonic Studies Group Annual General Meeting, 17-19 Decembre 1997, University of Durham*, No page numbering.
- Melnikov, A., Travin, A., Plotnikov, A., Smirnova, L. and Theunissen, K., 1998. Kinematics and Ar/Ar geochronology of the Irtysh Shear zone in the NE Kazakhstan. In: *Jahn and Hong, IGCP 420, Urumqi, China*, 30.
- Mitrokhin, D., Kazansky, A., Theunissen, K. and Berzin, N., 1997. Paleomagnetic and kinematic characteristics of the Irtysh shear zone near Predgornoye (East Kazakhstan): Preliminary results. *Mus. Roy. Afr. Centr., Tervuren (Belg.), Dépt. Géol. Min., Rapp. Ann. 1995 & 1996*, 187-201.
- Molnar, P. and Tapponnier, P., 1975. Cenozoic tectonics of Asia: Effects of a continental collision. *Science*, 189(4201), 419-426.

- Nishidai, T. and Berry, J.L., 1991. Geological interpretation and hydrocarbon potential of the Turpan bassin (NW China) from satellite imagery. In: *Eighth Thematic Conference on Geologic Remote sensing, Denver, USA*, 373-389.
- Passchier, C.W. and Simpson, C., 1986. Porphyroclast systems as kinematic indicators. *J. Str. Geol.*, 8(8), 831-843.
- Passchier, C.W. and Trouw, R.A.J., 1996. *Microtectonics*. Springer, New York. 289 pp.
- Ramsay, J.G. and Huber, M.I., 1983. *The techniques of modern structural geology, 1: Strain Analysis*. Academic Press, London., 450 pp.
- Ramsay, J.G. and Huber, M.I., 1987. *The techniques of modern structural geology, 2: Folds and Fractures*. Academic Press, London., 250 pp.
- Ritz, J.-F., Brown, E.T., Bourlès, D.L., Philip, H., Schlupp, A., Raisbeck, G.M., Yiou, F. and Enkhtuvshin, B., 1995. Slip rates along active faults estimated with cosmic-ray-exposure dates: Application to the Bogd fault, Gobi-Altaï, Mongolia. *Geology*, 23(11), 1019-1022.
- Roman-Berdiel, T., Gapais, D. and Brun, J.-P., 1997. Granite intrusion along strike-slip zones in experiment and nature. *Am. J. Sci.*, 297, 651-678.
- Sengör, A.M.C., Natal'in, B.A. and Burtman, V.S., 1993. Evolution of the Altaid tectonic collage and Paleozoic crustal growth in Eurasia. *Nature*, 364, 299-307.
- Shu, L.S., Charvet, J., Guo, L.Z., Lu, H.F. and Laurent-Charvet, S., 1999a. A large-scale dextral ductile strike-slip zone: the Aqqikkudug-Weiya zone along the northern margin of the Central Tianshan belt, Xinjiang, NW China. *Acta Geol. Sin.*, 73(2), 148-162.
- Shu, L.S., Charvet, J. and Ma, R.S., 1998. Study of a large-scale Paleozoic dextral strike-slip ductile shear zone along the northern margin of the Central Tianshan, Xinjiang. *Xinjiang Geol.*, 16(4), 326-336. (in Chinese with English abstract)
- Shu, L.S., Ma, R.S., Guo, L.Z. and Sun, J.Q., 1997. Research on the thrust tectonics of the Eastern Tianshan belt, Xinjiang. *Sci. Geol. Sinica*, 32(3), 337-350. (in Chinese with English abstract)
- Shu, L.S., Shi, Y.S., Lu, H.F., Charvet, J. and Laurent-Charvet, S., 1999b. Paleozoic terrane tectonics in Northern Tianshan, northwestern China. In: *Evenchick, Woodsworth and Jongens, Terrane Paths 99 Circum-Pacific Terrane Conference, Canada*, 63-65.
- Shu, L.S., Wang, C.Y. and Ma, R.S., 1996. Granulite relics and pyroxene-facies ductile deformation in the northern boundary of the Southern Tianshan. *Sci. Geol. Sinica*, 31(4), 63-71. (in Chinese with English abstract)
- Suess, E., 1901. *Das Antlitz der Erde*. Tempsky, Wien. 3.
- Tapponnier, P. and Molnar, P., 1979. Active faulting and Cenozoic tectonics of the Tien Shan, Mongolia and Baykal regions. *J. Geophys. Research*, 84, 3425-3459.
- Valentino, D.W., Valentino, R.W. and Hill, M.L., 1995. Paleozoic transcurrent conjugate shear zones in the central Appalachian Piedmont of southeastern Pennsylvania. *J. Geodynamics*, 19(3), 303-324.
- Vigneresse, J.-L., 1995. Control of granite emplacement by regional deformation. *Tectonophysics*, 249, 173-186.
- Windley, B.F., Allen, M.B., Zhang, C., Zhao, Z.Y. and Wang, G.R., 1990. Paleozoic accretion and Cenozoic redeformation of the Chinese Tien Shan Range, central Asia. *Geology*, 18, 128-131.
- Xiao, X.C., Tang, Y.Q., Li, J.Y., Zhao, M., Feng, Y.M. and Zhu, B.Q., 1990. On the tectonic evolution of the northern Xinjiang, Northwest China. *Geosci. Xinjiang*, 1, 47-69. (in Chinese with English abstract)
- Xinjiang Bureau of Geology and Mineral Ressources, 1992, Geological map of Xinjiang Uygur Autonomous Region, scale 1:2,000,000, Geological Publishing House, Beijing.

Note soumise à Tectonics

Late-Paleozoic strike-slip shear zones in eastern Central Asia (NW China): new structural and geochronological data

Sébastien Laurent-Charvet¹, Jacques Charvet¹, Patrick Monié², Yan Chen¹, Liangshu Shu³

¹ Institut des Sciences de la Terre d'Orléans, Université d'Orléans, BP 6759, 45067 Orléans, France

² UMR 5573, USTL, 34095 Montpellier, France

³ University of Nanjing, Dept. of Earth Sciences, 210093 Nanjing, P. R. China

Corresponding author: Sébastien Laurent-Charvet

Tel. International: +33.2.38.49.46.60; fax. International: +33.2.38.41.73.08

E-mail : sebastien.laurent-charvet@univ-orleans.fr

Abstract

New structural studies and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating in Xinjiang (NW China) provide information about Late Paleozoic and Early Mesozoic strike-slip events subsequent to Paleozoic accretional events which built eastern Central Asia. In the Tianshan, main east-west ductile shear zones are dextral and coeval with an eastward decreasing greenschist metamorphism. Associated biotites give an age of 245Ma. An earlier N110 dextral shearing dated at 290Ma occurred in western Tianshan. In eastern Tianshan, a N85 sinistral stage in high temperature conditions probably preceded the dextral motions. The northeastern border of the Junggar basin was structured by several NW-SE ductile shear zones. A former sinistral motion occurred in the Erqishi zone at 280-290Ma. New $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating indicate a complex cooling history related to this succession of shearing episodes. Subsequent dextral and sinistral shearing at 245Ma, which overprinted the earlier tectonic activity, led to the northwestward structuration of a folded metamorphic zone. Those results are consistent with paleomagnetic data which indicate several relative rotations between Junggar, Tarim and Eurasian blocks, coeval with strike-slip motions which divided up Central Asia at the end of Paleozoic and accommodated residual shortening strains.

1. Introduction

Following successive accretions to the southern margin of Eurasia of continental blocks, arcs and accretionary complexes which form the huge orogenic collage named the Altaids [Natal'in and Sengör, 1994; Sengör et al., 1993], Central Asia suffered Late Paleozoic large scale transcurrent events responsible for the dominant structures in this area. In NW China, the Xinjiang province, which is bordered by Kazakhstan, Siberia and Mongolia (Figure 1), is a key region for understanding the Late Paleozoic history of Central Asia. The Tianshan orogenic belt, which extends over more than 3000km in an east-west direction, is one of the most important mountain ranges of this part of Central Asia. It separates the Junggar block to the north from the Tarim block to the south and has been formed during two main accretionary events (Figure 1).

The present day geological division of the Tianshan range into three main units, South, Central and North Tianshan [Coleman, 1989; Ma et al., 1990; Windley et al., 1990], results from the Late Paleozoic strike-slip shear zones which reworked earlier Paleozoic thrust structures. Further north, in the Altay mountains, important strike-slip shear zones such as the Irtysh-Erqiishi sinistral shear zone that runs continuously from NE Kazakhstan to north Xinjiang [Melnikov et al., 1997; Melnikov et al., 1998; Mitrokhin et al., 1997] (Figure 1) have also strongly modified the architecture of the area. During the last 20 years, Paleozoic accretion and Cenozoic deformation in Xinjiang were well documented by several studies [e.g. Allen et al., 1999; Avouac et al., 1993; Berzin et al., 1994; Burtman, 1975; Charvet et al., 2000; Coleman, 1989; Dobretsov et al., 1995; Gao et al., 1998; Hendrix et al., 1994; Ma et al., 1990; Sengör et al., 1993; Shu et al., 1999b; Windley et al., 1990], only few authors have paid some attention to these transcurrent motions [Allen et al., 1993; Chen, 1994; Cui, 1995; Dehandschutter et al., 1997; Laurent-Charvet et al., 2000a; Liu et al., 1996; Ma et al., 1997; Melnikov et al., 1997; Mitrokhin et al., 1997; Shu et al., 1999a], only providing preliminary structural and geochronological informations on these Late Paleozoic-Early Mesozoic deformations in Central Asia.

The purpose of this paper is to describe the structures and microstructures of ductile strike-slip faults around Junggar basin and to present new $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ laser probe dates that provide important informations on the Late Paleozoic multistage activity of these faults. Two domains on the edge of the basin were studied (Figure 2): the first in the Tianshan range, between Urumqi, Hejing, and Tuokexun (between 86°30' and 89°E and 42° and 43°30'N); the second in the Altay mountains, near Fuyun (between 89°15' and 89°45'E and 46°52' and 47°10'N). Data come from our fieldwork in whole north Xinjiang area and from Chinese and

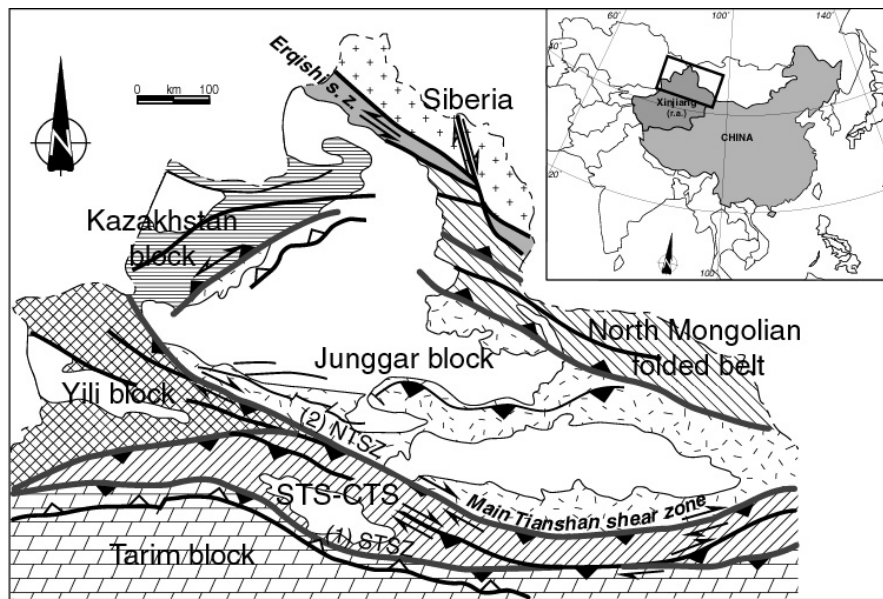


Figure 1: Simplified structural map showing the blocks which constitute the north Xinjiang. Modified from [Allen et al., 1992]. STS-CTS: South Tianshan and Central Tianshan; NTSZ: North Tianshan Suture Zone; STSZ: South Tianshan Suture Zone; Erqishi s. z.: Erqishi shear zone.

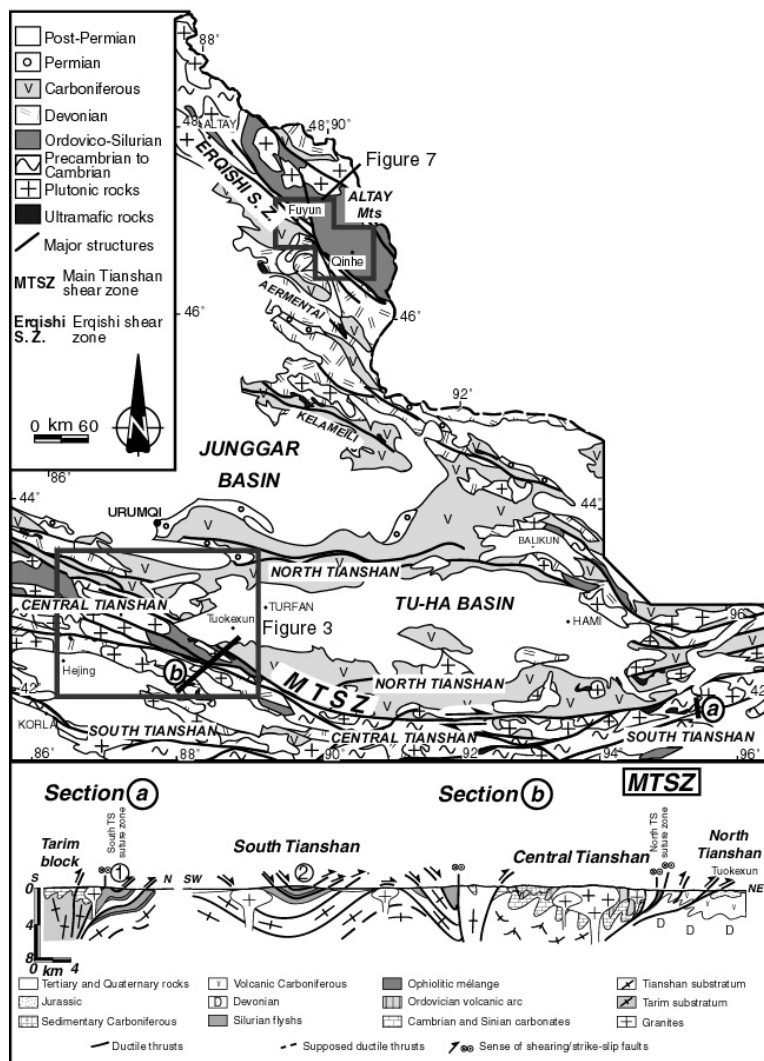


Figure 2: Synthetic geological map of eastern Junggar. Location of figures 3 and 7. Modified from the Geological map of Xinjiang Uygur Autonomous Region, scale 1:2,000,000 [Xinjiang Bureau of Geology and Mineral Ressources, 1992] and 1:200,000 scale Landsat scenes. (a) and (b): Schematic cross-sections of Tianshan, modified from Laurent-Charvet et al. [2000b].

international sources. Microstructural analyses were made in Orléans (France) and Nanjing (China) universities and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating in Montpellier (France) and Nanjing (China) universities.

The new results are compared to paleomagnetic data [Bai et al., 1987; Cheng et al., 1983; Fang et al., 1990; Gilder et al., 1996; Li et al., 1988; Li et al., 1991; Li et al., 1989; McFadden et al., 1988; Meng, 1991; Meng and Zheng, 1990; Nie et al., 1993; Sharps et al., 1989; Van der Voo, 1993; Zhai et al., 1988]. In the discussion, we propose a model in which relative rotations between the Tarim, Junggar and Eurasian blocks in the Late Paleozoic were responsible for large scale transcurrent motions in Central Asia (e.g. the Irtysh-Erqishi shear zone), allowing the accommodation of residual shortening between these blocks.

2. Geological setting

The Xinjiang province in northwest China is located between Mongolia and Kazakhstan, in Central Asia (Figure 1). The large basins of Tarim and Junggar, to the south and to the north respectively, are separated by the east-west trending Tianshan range extending from west Kazakhstan to southwest Outer Mongolia. In northeastern Junggar, the Xinjiang province is bordered by the Altay mountains which stretch between Siberia and Outer Mongolia.-

The studied area includes parts of the Siberian, Junggar, Tarim and Kazakhstan plates [Berzin et al., 1994; Coleman, 1989] (Figure 1). The Tianshan orogenic belt separates the Siberian and Junggar blocks to the north from the Tarim block to the south [Ma et al., 1990; Xiao et al., 1990]. The structural development of the area and former Kazakhstan-Tianshan, results from several tectonic events, mainly two subduction-collision stages: the first one during middle Paleozoic (1 on figure 1) and the second one during late Paleozoic (2 on figure 1) [Berzin et al., 1994; Burtman, 1975; Charvet et al., 2000; Coleman, 1989; Dobretsov et al., 1995; Gao et al., 1998; Ma et al., 1990; Sengör et al., 1993; Shu et al., 1999b; Windley et al., 1990].

The passive margin of Tarim consists mainly of Sinian marbles and limestones and Cambrian marbles, marls and phosphatic rocks deposited on a Proterozoic gneissic substratum. During the Middle Paleozoic, this margin was accreted to the Ordovician continent-based volcanic arc of Central Tianshan along the Southern Tianshan Suture zone (STSZ) (① on cross-section (a) of figure 2), forming the large nappe system of the South Tianshan unit. This system is characterized by huge northward thrusts and nappes of

Proterozoic gneisses, Ordovician-Silurian sandstones and volcanic rocks metamorphosed in greenschist facies, sealed by coarse sandstones and conglomerates of early Carboniferous age. The earlier suture zone STSZ (① on cross-section (a) of figure 2) is underlined by an ophiolitic mélange with a schistosed metapelitic matrix containing Upper Silurian fossils [Ma et al., 1993]. Olistoliths of Sinian and Cambrian carbonates from the Tarim margin occur within this matrix. The mélange also includes various blocks of mafic to ultramafic rocks, diabases, Lower Devonian cherts, Tarim type marbles and high-pressure metamorphic rocks [Gao and Klemd, 2000; Gao et al., 1998; Shu et al., 1996]. Blueschist blocks were dated 351 (retrogressive metamorphism in greenschists) and 415 Ma (prograding metamorphism in blueschists) by ^{40}Ar - ^{39}Ar method by Gao et al. [1995] and Gao et al. [1998]. In South Tianshan, northward nappes of mafic granulites and amphibolites occur within the Silurian schists (② on cross-section (b) of figure 2). The limit between South and Central Tianshan is a northward thrust [Shu et al., 1999a] reworked as a dextral shear zone in late Paleozoic times.

The North Tianshan Suture zone (NTSZ) marks the northern boundary of the Proterozoic basement of Ordovician volcanic arc (cross-section (b) of figure 2). It represents the limit between Central Tianshan and the Carboniferous volcanic arc of North Tianshan. This Paleozoic suture zone is sporadically underlined by relics of a second ophiolitic mélange with Ordovician mafic blocks [Che et al., 1994] and Cambro-Ordovician tuffs [Gao et al., 1998; Guo et al., 1993]. This zone, the main Tianshan shear zone (MTSZ)(also locally named: Aqqikkudug-Weiya shear zone [Shu et al., 1999a]) is characterized by an east-west Late Paleozoic dextral strike-slip motion. The North Tianshan, whose substratum is not exposed and which surrounds the Late Permian Tu-Ha basin [Allen et al., 1995], is composed of two Upper Paleozoic volcanic units: 1) A Lower to Mid-Carboniferous calc-alkaline volcanic unit; 2) the Mid-Devonian to Carboniferous calc-alkaline volcanic arc [Shu et al., 1999b]. This volcanic arc, called the Bogeda-Haerlike arc, is bounded by the Junggar basin, which is limited to the north by the Devonian suture zone of Kelameili (Figure 2).

To the northeast, the Mongolia-Siberia margin is made of a Proterozoic basement overlain by an early Paleozoic volcano-sedimentary cover [Li and Bespaev, 1994], which yielded some Silurian fossils belonging to the Tu-Wa fauna [Ma et al., 1993]. Late Paleozoic formations are of volcanic origin (rhyolites, basalts and andesites). In spite of the presence of some fossils, large uncertainties still persist concerning the age of the different volcanic formations. A few granites, intruded in the Paleozoic cover, were dated by Rb-Sr method and gave ages ranging from 390 to 180 Ma with a main plutonic stage at 290-270 Ma [Han et al., 1997; Liu, 1993].

After the earlier thrust tectonics in eastern and middle Tianshan orogen [Shu et al., 1999a; Shu et al., 1998; Shu et al., 1997], two main stages of transcurrent deformation were recognized in the Junggar area: firstly, a sinistral event in the spurs of Altay mountains along the Erqishi-Irtysh shear zone [Dehandschutter et al., 1997; Melnikov et al., 1997; Melnikov et al., 1998]; then, a widespread dextral event that reworked all preexisting structures all around the Junggar basin. It was locally conjugated with sinistral ductile faults of limited amplitude in Central Tianshan [Laurent-Charvet et al., submitted]. These transcurrent regional motions are assumed to be responsible for the opening of several extensional basins as the Junggar and Turfan ones [Allen et al., 1995].

Finally, Early to Mid- Miocene brittle structures developed in the whole area, as a consequence of the northward propagation of the Indo-Eurasia collision [Allen et al., 1999; Avouac et al., 1993; Hendrix et al., 1994]. It led to the intracontinental northward subduction of the Tarim block under the Tianshan Paleozoic orogen [Molnar and Tapponnier, 1975; Nishidai and Berry, 1991; Tapponnier and Molnar, 1979]. Today, the northward propagated deformation continues and tectonic activity is still active in whole Xinjiang province [Avouac and Tapponnier, 1993; Burchfiel et al., 1999; Cunningham et al., 1996; Nelson et al., 1987; Ritz et al., 1995].

3. Strike-slip shear zones in Chinese Tianshan

The roughly east-west trending ductile shear zones in Tianshan are about one kilometer width and several hundreds of kilometers long. They separate the three main units constituting the Tianshan orogen (Figure 2). The offsets of these shear zones, and particularly that of the regional scale Main Tianshan shear zone (MTSZ), are difficult to estimate due to the lack of field markers allowing a precise mapping of geological structures before strike-slip shearing. Nevertheless, due to the regional scale of these structures, it is likely that the horizontal displacement along these faults has been higher than tens of kilometers.

Four main types of deformed rocks are exposed along strike: Paleozoic mylonitic schists (flyschs and volcanic rocks), Proterozoic gneisses, folded migmatites and mylonitic massive quartzites. All these lithologies display a conspicuous sub-horizontal stretching lineation that trends systematically to an west-east direction. Associated to this stretching lineation, several types of microstructures can be observed such as shear-bands and rigid porphyroclasts surrounded by microgranular dynamically recrystallized quartzo-feldspathic

aggregates. New structural and geochronological results providing new constraints on the motion of the MTSZ are exposed below.

3.1. Structural study

On outcrops, mylonites from the MTSZ present a sub-horizontal stretching lineation with an average direction of N110 in the western area and N85 in the eastern part, carried by a E-W to ESE-WNW trending steeply dipping foliation (Figure 3-1).

Kinematic criteria associated to sub-horizontal lineation include outcrop scale plurimillimetric spaced shear bands, asymmetric plagioclase augens, boudinage and asymmetric σ -type K-feldspar porphyroclasts with sericite and plagioclase recrystallized tails. All indicate a dextral sense of shearing from east to west. Many criteria in thin sections confirm this dextral strike-slip motion: “mica-fish” structures, biotite-bearing shear bands (Figure 4a-b-d), phenoclasts with recrystallized quartz and micas asymmetric tails (Figure 4c), σ -type porphyroclasts quartz, fibrous quartz or pennine asymmetric pressure shadows around rigid feldspar grains, etc. Dynamic recrystallization is also evident from quartz sub-grains, joint migration, grain nucleation and quartz grains with strong undulose extinction and serrated and lobate boundaries. A study of quartz c-axis preferred orientation was carried out in mylonitic quartzites and orthogneisses which show such indications of dynamic recrystallization [Laurent-Charvet et al., submitted; Shu, et al., 1999a]. Most patterns display a well-marked preferred orientation with a maximum located at the circumference (Figure 3). Maxima near Z axis and basal $\langle a \rangle$ slip system activated during the non-coaxial deformation indicate that dextral shearing occurred under low temperature conditions ($<300^{\circ}\text{C}$). Those results are consistent with the various dextral kinematic criteria deduced from field and thin section observations all along the MTSZ. In Eastern Tianshan, evidences of an earlier sinistral deformation occurring under medium to high temperature conditions were found in a few samples: sinistral shear criteria and sinistral quartz c-axis preferred orientations with coeval activation of basal $\langle a \rangle$ and prismatic $\langle a \rangle$ slip systems, corresponding to medium temperature conditions ($\sim 350^{\circ}\text{C}$). These sinistral shear indicators are partially overprinted by the subsequent dextral deformation [Laurent-Charvet et al., submitted] and may represent an earlier stage of transcurrent shearing along the eastern part of the MTSZ preceding the large scale dextral motion.

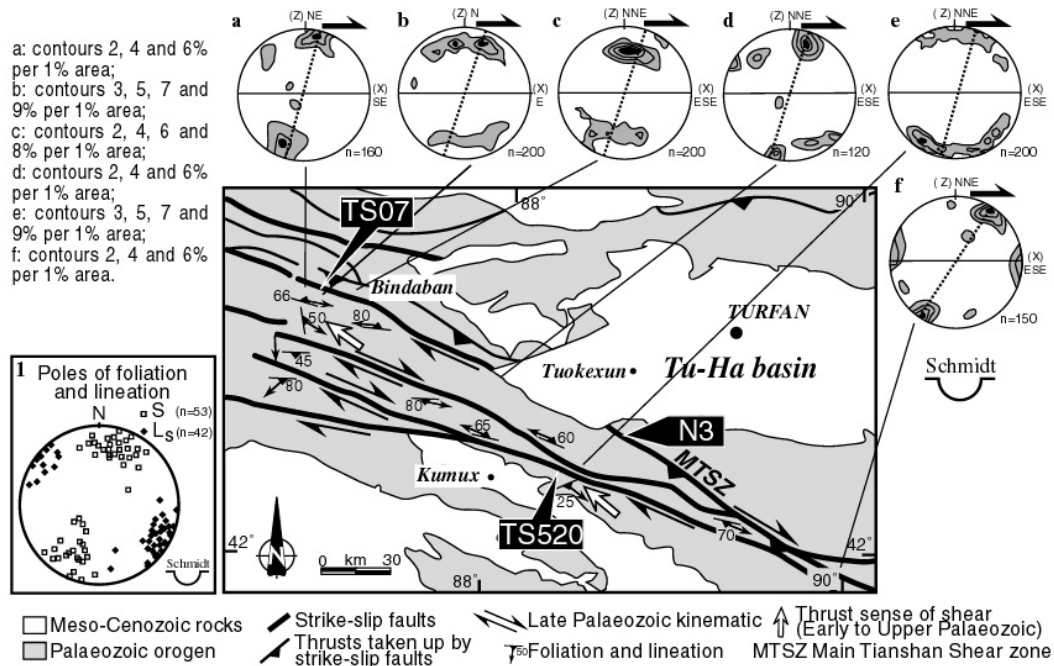
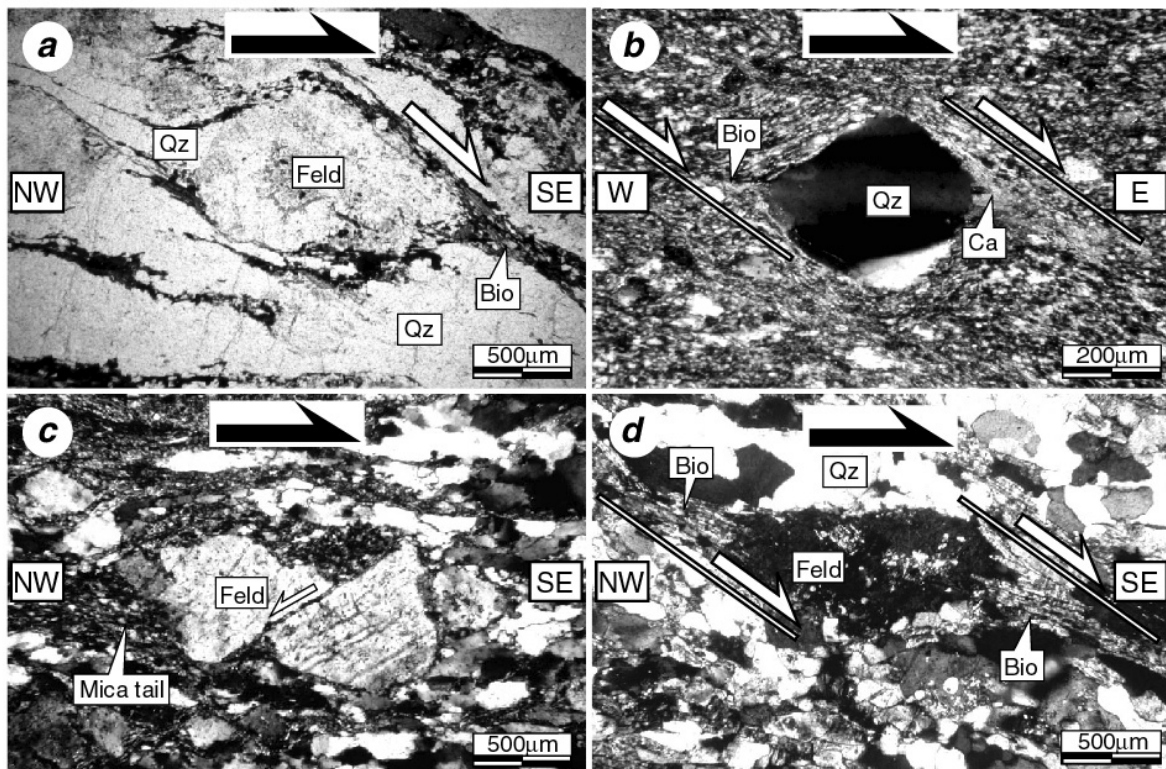


Figure 3: Structural synthetic map and stereograms of Quartz C-axis fabrics (a-f) and foliation and lineation (1) relative to ductile strike-slip faults in the central part of Tianshan. Location of dated samples. See figure 2 for location. Modified from Laurent-Charvet et al. [2001].



3.2. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating

Three places were sampled for $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating in Chinese Tianshan (Figure 3): (a) the Mishigou area along the north MTSZ between Central Tianshan and North Tianshan (sample N3); (b) the Bindaban pass along the northern MTSZ branch, between South and Central Tianshan (sample TS07); (c) near Kumux along a southern branch of the MTSZ (sample TS520). The three selected samples are orthogneisses which were all dextrally deformed and contain well preserved biotites and muscovites. All the samples derive from former Proterozoic granites (dated at 1013 ± 66 Ma with U/Pb method [Hu et al., 1999] and at 826 ± 30 Ma, Rb/Sr on total rock by Che et al. [1994]) but strike-slip ductile faulting has variably affected rocks from Proterozoic to Early Permian times.

Sample N3 is a muscovite-biotite gneiss for which biotite shows some evidence of chloritization while muscovite remains unaltered. Like all deformed rocks along the MTSZ, the sample bears a vertical foliation associated with a sub-horizontal stretching lineation and dextral shear criteria such as sigmoid feldspathic clasts with mica bearing tails. Step-heating of a muscovite single grain done in Nanjing University [Shu et al., 1999a] yields a plateau date of 269.1 ± 5.4 Ma for 92% of the argon released with an isochron age of 268.8 ± 5.4 Ma (Table 2; Figure 5A) [Shu et al., 1999a]. The atmospheric contamination was high in the very first steps and remains stable for the subsequent argon release.

Sample TS07 from Bindaban pass (between Urumqi and Hejing) is a Proterozoic gneiss [Che et al., 1994]. The N100 foliation is strongly dipping to the north and also contains an horizontal stretching lineation. The sample is mainly composed of recrystallized quartz (with a LPO <c> axis pattern showing a dextral deformation in low to medium temperature conditions (Figure 3-b)), plagioclase and perthite porphyroclasts, and micas parallel to the foliation. Shear bands with biotite, asymmetric dextral objects and microfaulted feldspars show a dextral shearing (Figure 4c). Twelve spot fusion laser probe experiments carried out on a biotite grain from this sample give discordant results ranging between 237.2 ± 3.7 Ma and 267.6 ± 6.4 Ma, with nine spots in the range 240-250 Ma (Table 1; Figure 5B). The three first experiments are characterized by a high atmospheric ^{40}Ar contamination ranging from 27 to 49 % of ^{40}Ar (Table 1), and related to argon released from the surface of the biotite. It is the same experiments that yield the most discordant ages close to 265 Ma, which could be due to an abnormal composition of the weakly bounded argon. An isochron age of 244.7 ± 2.6 Ma has been calculated with the least discordant spots from this sample which represents the best estimate for the closure of the biotite at a temperature close to 300-350 °C [Harrison et al., 1985].

Near Kumux, deformed rocks with structures similar to those in previous samples are mainly gneisses and mylonites. Sample TS520 collected in this area is an orthogneiss in which only one family of biotite can be detected on textural grounds, in coexistence with actinolite and muscovite formed during a high to medium temperature event. Biotite is parallel to the foliation and to shear bands and remains unaffected by weathering (Figure 4d). Twelve spots obtained on a single mica grain have ages ranging from 274.8 ± 5.3 Ma to 302.0 ± 4.5 Ma (Figure 5C). A section made along the length of the crystal shows that this scattering does not correspond to any systematic core versus rim distribution of apparent ages (Table 1; Figure 5C). As for the previous sample, the atmospheric contamination is significantly higher in the first spot. But in the present case, the corresponding age remains consistent with subsequent data. Therefore, this biotite clearly indicates a different cooling history than biotite TS07. The age variations and the random pattern of these variations suggest that only partial resetting has affected this sample during the last dextral shearing event which is predominant in sample TS07. Most probably, the ages in the range 290-300 Ma have some relation with a thermal/tectonic event that predated the dextral shearing episode.

In western Central Tianshan, a $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ plateau age of 250.5 ± 0.3 Ma has been reported on biotite from a similar mylonitic gneiss [Chen et al., 1999]. The authors consider that this age probably reflects a Permian tectonic thermal overprinting on the Tianshan shear zones. The results obtained on sample TS07 during this study supports this interpretation. Spot ages in the range 240-250 Ma are interpreted to record cooling at about 300-350 °C and coeval closure of the argon chronometer. Analysis of quartz c-axis fabrics indicates that the last increments of dextral deformation along the MTSZ occurred nearly within the same temperature range. Therefore, it is very likely that dextral motion along the northern branch of the MTSZ from which sample TS07 originates ended in the Upper Permian. By contrast, sample TS520 from a southern branch of the MTSZ yields Upper Carboniferous ages (290-300 Ma) which suggest that this branch escaped the Permian thermal overprint, thus preserving traces of an older thermal/tectonic event. Structural study carried out in eastern Tianshan shows relics of a former sinistral strike-slip shearing in medium to high temperature conditions [Laurent-Charvet et al., submitted], compared to those recorded by sample TS520. Therefore, ages of 290-300 Ma could place minimum age constraints for an earlier sinistral motion of the MTSZ, mainly preserved to the south. The kinematics could be explained by a N-S trending shortening inducing dextral motion in western Tianshan and sinistral motion in eastern Tianshan (Figure 6) [Laurent-Charvet et al., 2001]. This N-S shortening progressively evolved in a NW-SE residual shortening responsible of the regional dextral motion between the Middle and Upper Permian (Figure 6).

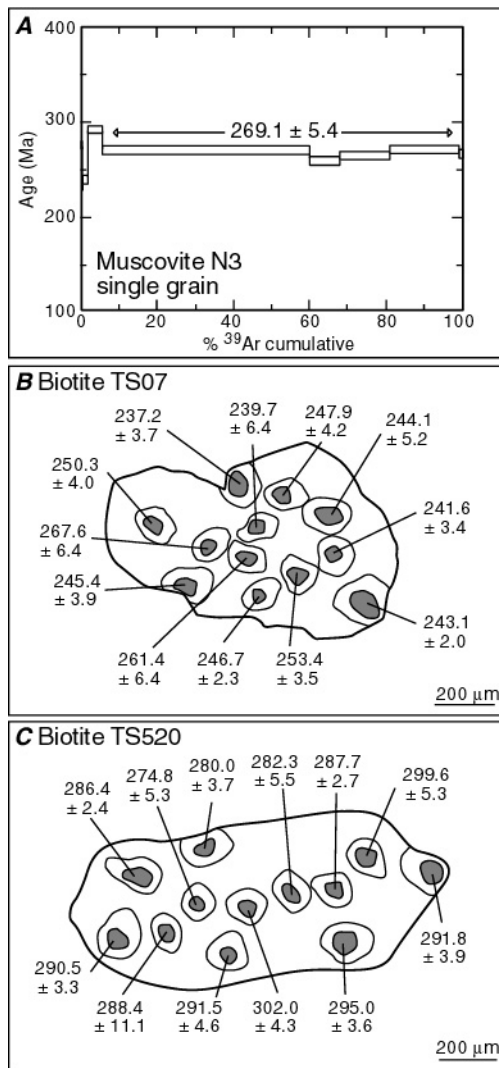


Figure 5: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating results for samples N3, TS07 and TS520 for strike-slip motions in the central area of Tianshan range. Sample N3 comes from Shu et al. [1999a]. See figure 3 for location.

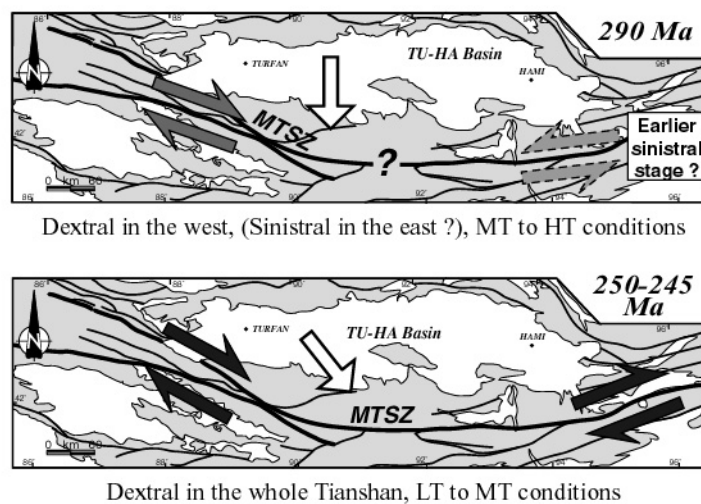


Figure 6: Schematic map showing the two Late Paleozoic supposed strike-slip stages in the main Tianshan shear zone at 290 My and 245 My ago.

The meaning of the 268.8 ± 5.4 Ma age on muscovite N3 remains uncertain. Because of a higher closure temperature for argon in muscovite than in biotite (50 to 100° higher depending on the authors), there is a possibility that this age reflects an early stage of dextral motion of the MTSZ, therefore suggesting that this motion lasted over about 20 Ma. Alternatively, due to the few number of heating steps performed, and because the step-heating procedure tends to blur isotopic gradients in micas in response to their deshydroxylation, the age of 270 Ma could be only a meaningless value intermediate between the Upper Permian and Carboniferous events.

4. Complex cooling history and ductile strike-slip faults in Chinese Altay

The northeastern border of Junggar block is mainly represented by the 2000 km long Irtysh-Erquishi shear zone which is an important member of the Altaid strike-slip system of Central Asia. In China, it occurs between the south of Qinhe to the north of Altay city along a SE-NW trend. The shear zone separates a Siberian volcanoclastic and gneissic unit of supposed Proterozoic to Ordovician age to the northeast from the complex metamorphic zone of Fuyun to the southwest (Figure 7).

As in western Junggar [Kwon et al., 1989], three successive stages of voluminous magmatism are recognized in the Chinese Altay region [Liu, 1993]. Firstly, two syn-collisional stages caused the emplacement of crust-derived plutons during late Caledonian and middle Hercynian times [Liu, 1993]. Then an important post-collisional A-type magmatism took place at about 300 Ma in all the area [Han et al., 1998; Han et al., 1997; Liu, 1993].

4.1. Deformation in the Chinese side of southwestern margin of Siberia

In the northeastern area of the Chinese Altay mountains, a huge Siberian type Paleozoic series of gneiss, meta-volcanic and meta-sedimentary rocks is widely intruded by several plutons. Basement rocks consist of a lower unit of orthogneiss, paragneiss and garnet-tourmaline bearing migmatites and an upper unit of staurolite bearing micaschists, schists and a thick volcano-sedimentary folded sequence. Metamorphic rocks are affected by a penetrative foliation which has an average N95 trend and dips mostly to the north. Two main lineations are carried by the folded foliation (Figure 7a): a horizontal stretching lineation, associated with a strike-slip deformation is located in meter scale shear zones; a N15 high dipping lineation related to a thrusting event is well represented in the metamorphic formations. Several field shear criteria in migmatites, as overturned microfolds and quartz veins, point to a southward thrusting coeval with the north plunging lineation.

In thin section, criteria are sigmoid objects, chloritized biotite shear bands and mica tails around magmatic garnet and indicate a consistent top-to-the-south motion in medium to low temperature conditions (Figure 8a). In strike-slip shear zones, criteria associated with the horizontal lineation are mainly recrystallized quartz sigmoids and feldspar clasts with biotite tails (Figure 8b). These objects and associated minerals indicate a predominant sinistral deformation in high to medium temperature conditions. However, due to the lack of radiometric and of paleontologic data in the Qinhe area, the timing of this deformation remains debatable. In this study, two samples (TS330 and TS331; located on figure 7) were dated by the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ method to compare the age of Qinhe area structuration with the timing of deformation in the nearby Fuyun and Erqishi shear zones (located on figure 7).

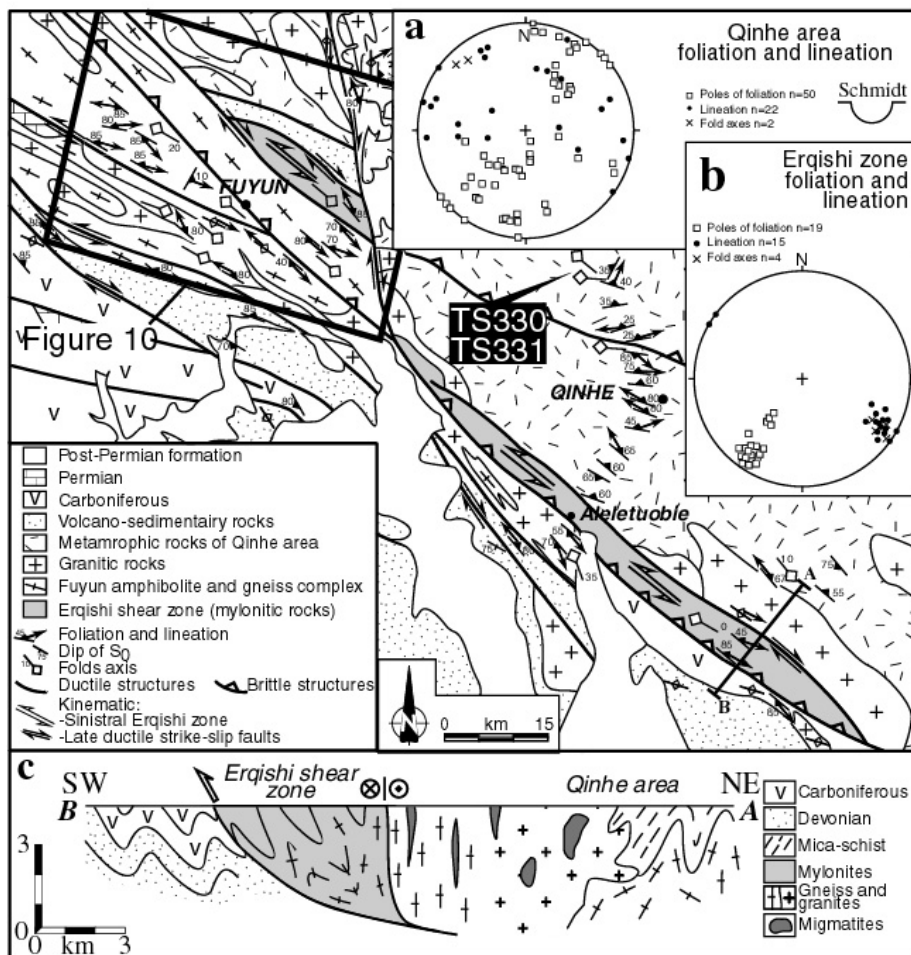


Figure 7: Structural map of Erqishi sinistral shear zone and Qinhe area. (a) and (b): stereograms of foliations and lineations for both regions. (c): simplified cross-section of the Erqishi shear zone. Location of dated samples and of figure 10. Modified from Laurent-Charvet, et al. [submitted].

Sample TS330 is a micaschist with a N80-25N foliation and a lineation plunging to the N265. Biotite and muscovite form tails around feldspatic clasts and underline shear bands. Kink bands occur in some muscovite crystals. Two methods of gas extraction were used on this sample. First, 14 spot fusion laser probe experiments were carried out on a single grain of non chloritized biotite (Table 1). Apparent ages range between 231.1 ± 2.5 Ma and 275.9 ± 3.4 Ma with no systematic core versus rim distribution (Figure 9A). The atmospheric contamination is higher in the first five experiments (17 to 43 %) than in the subsequent analyses, suggesting that the atmospheric component is loosely bond to the crystal structure and released during the first laser impacts mainly by a mechanical effect disturbing the surface of mica. A similar atmospheric component is generally released during the first increments of step-heating experiments. Secondly, a single grain muscovite was stepwise-heated and gave a plateau age of 249.9 ± 2.2 Ma for 93 % of the ^{39}Ar released and an integrated age of 249.8 ± 2.2 (Table 2; Figure 9B). The atmospheric contamination is high in the three first steps (80 to 11 % of ^{40}Ar atmospheric) and remains stable for the other ones. An intercept age of 248.8 ± 2.2 Ma has been obtained in the $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ versus $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ isotope correlation plot with an initial $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ ratio of 418.0 ± 55.3 that is likely to be indicative of an argon excess. In these sample, biotite may well have crystallized before 275Ma and was partially reopened during the muscovite crystallization at 250Ma.

Sample TS331 is a garnet-tourmaline bearing migmatite with a N100-40N foliation which carries a 35NE30 lineation. Biotite tails around garnet indicate a top-to-the-N200 motion. The textural ground is mainly composed of quartz and tiny biotite and muscovite. A starting chloritization is present in many biotites which are parallel to the foliation and compose tails around clasts. It suggests that the top-to-the-N200 shearing is of lower grade than the sinistral motion recorded by sample TS330. A single grain of biotite was extracted from the sample for laser probe dating. Twelve spots give discordant results ranging between 176.3 ± 6.3 Ma and 233.4 ± 9.6 Ma (Table 1; Figure 9C), with five of them between 218.7 ± 6.9 Ma and 222.7 ± 3.7 Ma. It is noteworthy that for all analyses the atmospheric content (14 to 70% of ^{40}Ar) is significantly higher than that recorded by micas during this study. Chlorine contamination due to the presence of chlorite was also checked through the variation of the $^{38}\text{Ar}_{\text{Cl}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ ratio. However, no systematic correlation between age and $^{38}\text{Ar}_{\text{Cl}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ variations was observed. Nevertheless, it suggested that ages close of 220Ma represent minimum estimate of the biotite closure while the younger ages corresponds to the older age of chloritization.

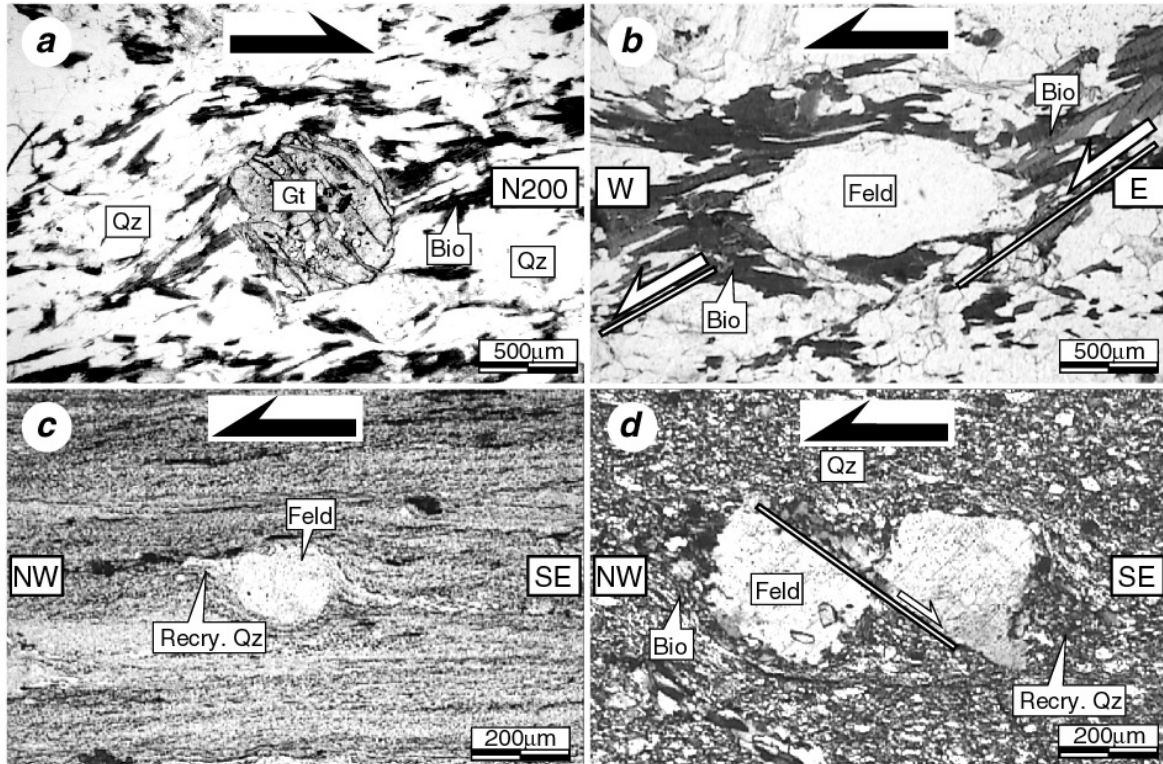


Figure 8: Examples of microstructures observed in the Qinhe area and in the Erqishi sinistral shear zone. (a): Biotite tails around garnet in an orthogneiss with a N20 dipping lineation, Qinhe area. Top-to-the-N200 shearing. (b): Shear bands underlined by Biotites around a feldspar in a migmatitic gneiss with an horizontal lineation, Qinhe area. Sinistral sense of shearing. (c): Sigmoid criteria made of a feldspar with recrystallized quartz tails in a meta-volcanic mylonite, Erqishi shear zone. Sinistral sense of shearing. (d): Antithetical microfaulted plagioclase with recrystallized quartz and micas tails in a mylonitic sandstone, Erqishi shear zone. Sinistral sense of shearing. For whole pictures, foliation is parallel to large side. Bio: biotite; Feld: feldspar; Qz: quartz; Gt: garnet; Recry. Qz: recrystallized quartz.

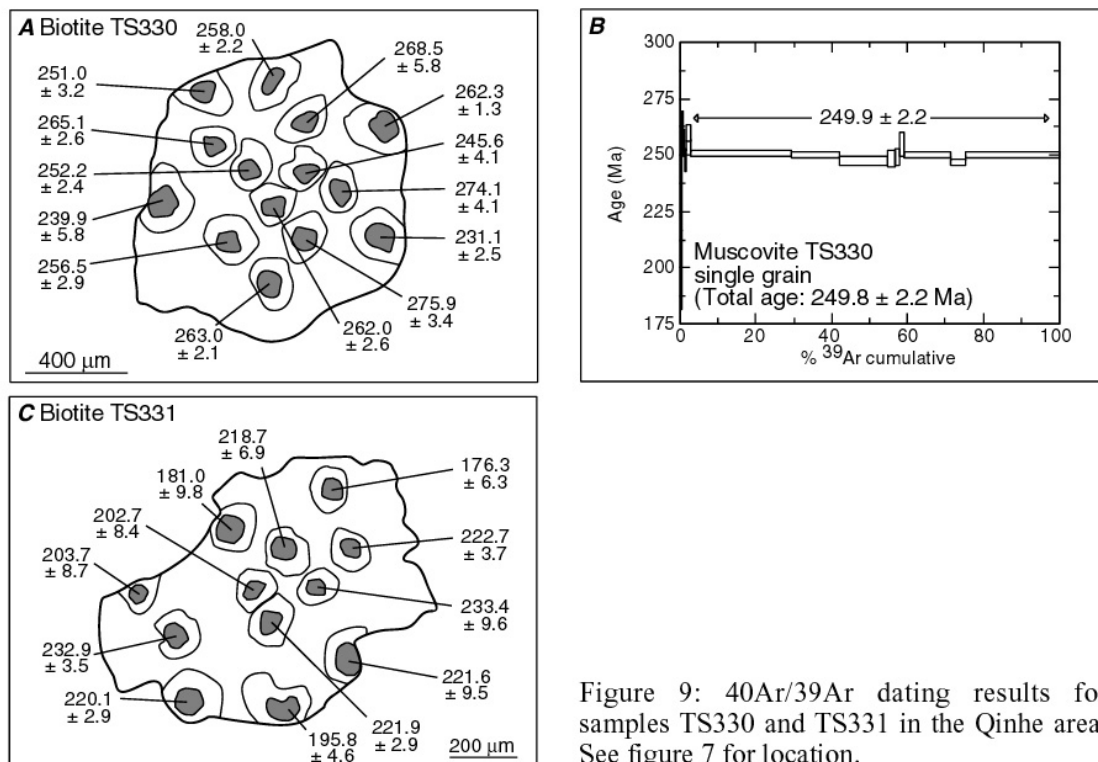


Figure 9: 40Ar/39Ar dating results for samples TS330 and TS331 in the Qinhe area. See figure 7 for location.

Thus, the southward deformation may have started almost 220 My ago in low temperature conditions in the Qinhe area. Before this southward shearing, a sinistral deformation took place in the area 250My ago, coeval with the crystallization of muscovite and the remobilization of early biotites which may have formed during an earlier thermal event at 275Ma.

4.2. Erqishi shear zone

The Erqishi sinistral NW-SE trending mylonitic shear zone (Figure 7) is of regional scale and stretches from the south of Qinhe to Kazakhstan (Figure 2) where it becomes the Irtysh shear zone [Melnikov et al., 1997; Mitrokhin et al., 1997]. It is 5 to 10 km wide and 100 km in depth [Bulin et al., 1969]. This shear zone is presently bordered and cut by late brittle dextral strike-slip faults and southwestward brittle thrusts (Figure 7c). Mylonitic rocks consist of meta-tuffs, meta-sandstones and andesitic schists of unknown age.

In the mylonitic zone, rocks are affected by a N120 trending foliation with a NE dip. The foliation carries a well-marked N120 trending horizontal stretching lineation (Figure 7b). On several outcrops, mylonites and ultramylonites exhibit southwestward acute overturned folds with 120SE15 axis parallel to lineation. These folds can be considered as A-type folds, characteristic of strong rate of deformation [Ramsay and Huber, 1987].

The kinematic study of shear criteria associated with the stretching lineation points to a predominantly sinistral motion. Criteria are σ - and δ -type asymmetric objects (Figure 8c). Mylonites are also affected by sinistral shear bands. Deformed meta-sandstones contain “mica-fish” structures and antithetical microfaulted feldspars in a quartzo-feldspathic groundmass (Figure 8d). The σ -structures are typical of low strain shear zones where recrystallization rates are higher than rotation rates [Ramsay and Huber, 1987] while the δ -structures are characteristic of higher shear strains where the rates of recrystallization are lower than that of rotation [Passchier and Simpson, 1986; Passchier and Trouw, 1996]. Thus, in the Erqishi mylonitic zone, the δ -type structures can be considered as indicators of the maximum rate of shearing deformation.

Some mylonite samples contain dextral criteria such as quartz porphyroclasts with recrystallized quartz tails. These dextral objects have not been reworked or deformed by sinistral ones and seem to be contemporaneous with the main sinistral motion [Laurent-Charvet et al., submitted]. They are interpreted as local traces of reverse shearing which commonly develops in mylonitic shearing associated with low grade metamorphism [Hippertt and Tohver, 1999].

Due to the inadapted petrology of the rocks cropping out along this shear zone in China, no $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating has been performed to constrain the age of the sinistral motion. In Kazakhstan, Melnikov et al. [1998] obtained ages of about 280-290Ma (Ar/Ar on biotites). Duration of the transcurrent motion is still unknown but the amplitude of displacement can have reached several hundred kilometers in regard of the depth and the length of this crustal structure.

4.3. Complex folded shear zone of Fuyun

4.3.1. Structural study

The complex shear zone of Fuyun is a 15-20km wide folded metamorphic zone which extends from the southeast of Fuyun to Kazakhstan. It is cut in its center by a brittle southwestward thrust of supposed Cenozoic age (Figure 10). The southern limit of this metamorphic zone is marked by a sinistral strike-slip shear zone. Its northern border is a late dextral strike-slip ductile-brittle fault which separates the Fuyun area from the Erqishi shear zone. Metamorphic formations consist of cordierite-garnet bearing migmatites, orthogneisses, paragneisses, amphibolites and greenschists facies meta-volcanic and sedimentary rocks at the top of the series.

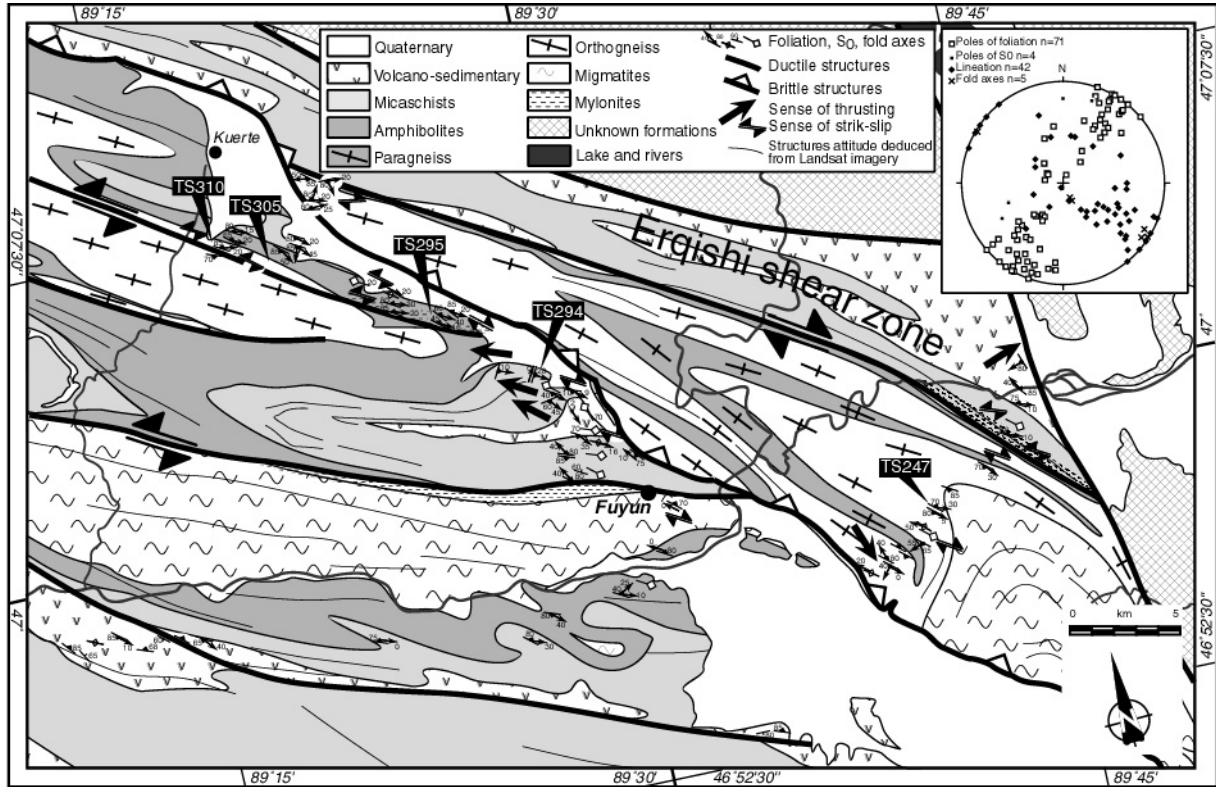


Figure 10: Detailed geological and structural map of the Fuyun area. Drawn from 1:200,000 scale Landsat scenes and fieldwork observations. Stereogram of foliations and lineations. Location of dated samples.

All the formations in the studied area are affected by a regional foliation which has an average direction of N120 and various dips to NE and SW because of an horizontal N120 axis folding (Figure 10). This foliation carries a stretching lineation which remains constant in all the outcrops, whatever is the foliation dipping. This lineation roughly plunges to the N120 by 45 to 0°, depending if the foliation is sub-horizontal or vertical. Due to N120 axis folding, foliation attitude varies between high dipping to the NE to high SW dipping. Some outcrops, where foliation has a N10 direction and dips to the SE by 10 to 30°, represent bends of regional folds. There, lineation still plunges to the SE by 10 to 30°. Field and microscopic observations show that the deformation increases from the top to the bottom of the metamorphic sequence. In the upper formations, which outcrop in the synclinal bends, deformation is mainly represented by brittle-ductile structures. Even if the foliation and lineation affect the meta-volcaniclastic rocks, they are less penetrative than in the gneisses and amphibolites. The numerous folds which occur in these meta-sedimentary formations are sheath and A-type folds and correspond to disharmonic structures which accommodate the deformation in the bends of folds. In thin section no ductile criteria allow any sense of shearing to be determined. In micaschists, deformation appears more significant and lineation becomes a true stretching lineation. Due to their petrology, schists do not contain interpretable microscopic sense indicators, but some outcrops display pluri-centimeters scale quartz veins and overturned folds which indicate a top-to-the-N290 motion.

Underneath the previous micaschists, amphibolites present a more penetrative foliation and lineation is clearly a ductile stretching lineation. Protoliths of these amphibolites were probably mafic or ultramafic rocks [Li and Bespaev, 1994]. The amphiboles were studied by electronic microprobe analysis and results are synthesized in figure 13C. Clasts of tschermakite may be inherited from an earlier thermal stage. Synkinematic Mg-hornblendes and actinolites which crystallize in lower temperature conditions than tschermakite [Dahl, 1996], underline shear indicators (such as shear bands) that formed during the northwestward deformation. Thus, in a low SE dipping amphibolite, which represents an anticlinal crest (Figure 11e), neo-hornblendes and actinolites underline shear bands and have crystallized in pressure shadow tails around clasts. All criteria indicate a top-to-the-N300 motion (Figure 11a). Amphibolites also occur as a fold limb with a NE high dipping foliation. Lineation dips to the N125 of 20° and associated criteria indicate a sinistral deformation, so a top-to-the-N305 motion. This sinistral shearing is highlighted by sigmoid amphiboles, asymmetric pressure shadow tails around clasts and shear bands underlined by hornblende and actinolite (Figure 11b). Few of these NE dipping amphibolites present chlorite crystallization in dextral

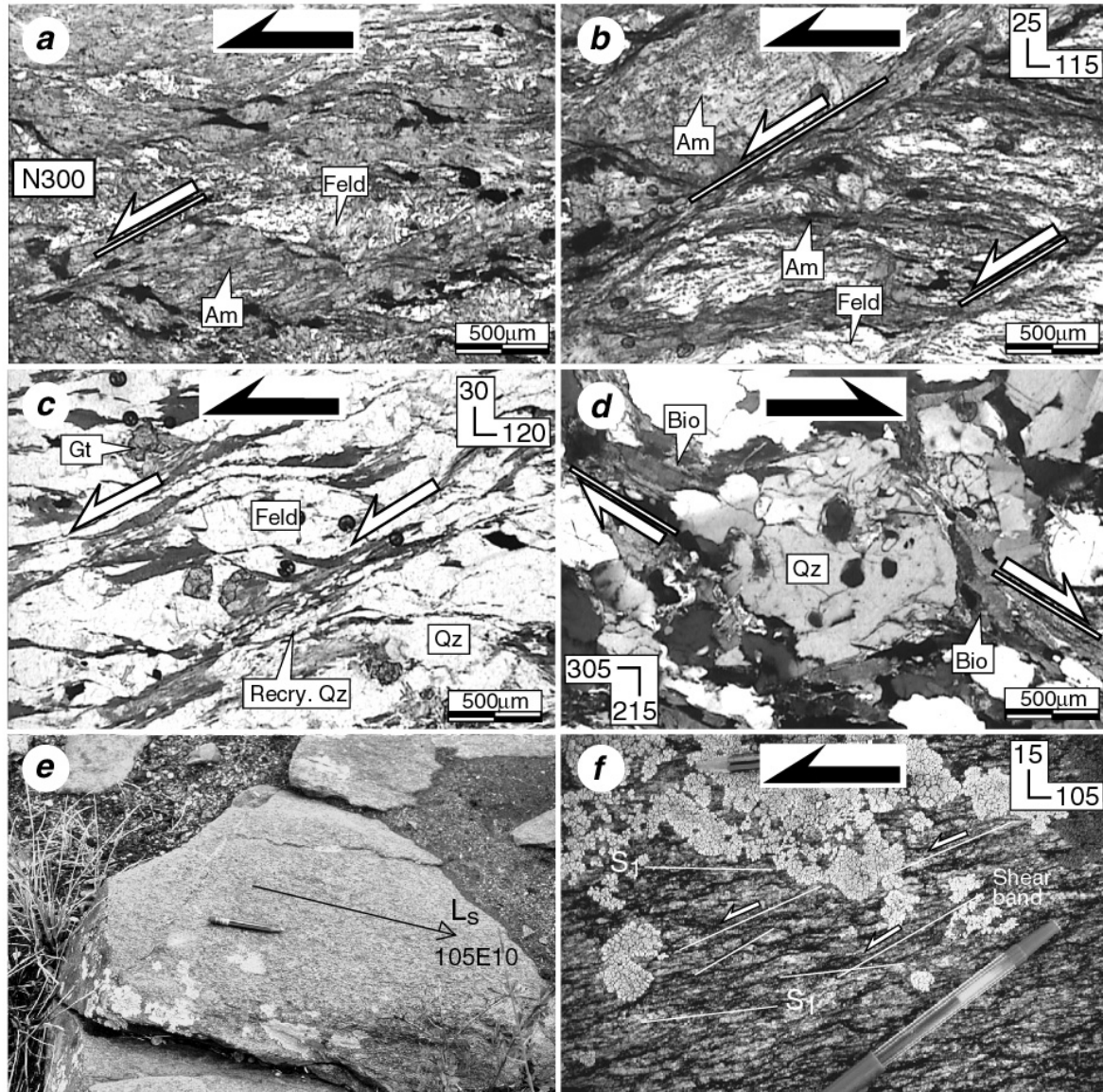


Figure 11: Microstructures in the Fuyun metamorphic zone. (a): Top-to-the-N300 shear bands in a sub-horizontal foliated amphibolite. (b): Sinistral shear bands in a NE dipping amphibolite. (c): Sinistral biotite shear bands in an orthogneiss. Foliation dips to the NE. (d): Clast of quartz with biotite tails in a SW dipping foliated orthogneiss. Dextral sense of shearing. (e): Low dipping amphibolite with a 105E10 lineation. (f): Centimeter scale shear bands in a NW dipping gneiss. Sinistral sense of shearing. For pictures a to d, foliation is parallel to large side. Am: amphibole; Bio: biotite; Feld: feldspar; Qz: quartz; Gt: garnet; Recry. Qz: recrystallized quartz.

pressure shadow tails and ductile-brittle dextral shear bands which reworked sinistral structures. This late low temperature event is probably a dextral shearing which affected some zones after the main northwestward deformation.

Orthogneisses were mainly observed in normal NE dipping anticlinal limbs in the south of Kuerte (Figure 10). Foliation has a N120 to N105 direction and dips to the NE by 75 to 85°. Lineation is sub-horizontal. Macroscopic structures indicate a sinistral motion such as centimeter scale sinistral shear bands (figure 11f). In thin sections, all the criteria also attest for a sinistral motion. They are feldspatic clasts with mica tails, biotite shear bands and sigmoid quartz recrystallization around magmatic garnets (Figure 11c). Synkinematic biotite and muscovite and recrystallized quartz with sub-joint and joint migration features, are characteristic of medium temperature deformation. In the eastern area of Fuyun, some outcrops are formed of SW dipping orthogneiss affected by the N120 lineation. Shear bands and sigmoid objects indicate a dextral shearing (Figure 11d).

4.3.2. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating

In an attempt to precise the chronology of successive deformation stages along the northeastern boundary of the Junggar basin, five rocks from the Fuyun complex were selected for dating (Figure 10): two orthogneisses in the Fuyun metamorphic zone (TS305 and TS310); two mylonitic amphibolites (TS294 and TS295) from the bend and the limb of a regional fold; a migmatitic gneiss from the eastern end of the Fuyun zone (TS247).

Sample TS247 is an orthogneiss made of feldspar, micas and cordierite. It is characterized by a N130-80SW foliation carrying a 115SE5 lineation. Associated kinematic criteria indicate a dextral shearing. They are mainly mica tails around feldspatic clasts. The textural ground is composed of quartz and biotite which is parallel to the foliation and develops in pressure shadow tails. Few of these micas display traces of a limited chloritization. A single grain biotite was analyzed by 16 spot fusion laser probe experiments (Table 1). Ages scatter between 257.4 ± 5.4 Ma and 281.4 ± 8.0 Ma (Figure 12A) with eight of them in a narrow range between 265.7 ± 3.1 Ma and 270.6 ± 4.5 Ma. The oldest ages are characterized by high ^{40}Ar atmospheric level (between 18 and 60 %) and large error margins (about 6 to 9 Ma) compared to the other analyses with lower ^{40}Ar atmospheric contamination (4 to 13 % of ^{40}Ar). In the $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ versus $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ isotope correlation plot, an intercept age of 265.6 ± 2.5 Ma is obtained with an initial $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ ratio of 308.8 ± 8.1 .

The cordierite-garnet bearing orthogneiss TS305 has a N105-80N foliation with a 95E25 stretching lineation and dextral microstructures as shear bands and micas tails. Only

one generation of biotite, parallel to the foliation and present in tails around magmatic garnet and clasts, constitutes the textural ground with quartz and feldspar. No chloritization was observed. Thirteen spot fusion laser probe experiments were performed on a single biotite grain. Apparent ages range between 230.7 ± 5.4 and 260.1 ± 9.6 Ma (Table 1; Figure 12B). Except the two first spots which contain 78 and 31 % of surface related atmospheric ^{40}Ar , they are characterized by a low atmospheric contamination (4 to 16 %). Eight spots bracketed between 242.4 ± 7.2 Ma and 247.4 ± 5.6 Ma. In the $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ versus $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ isotope correlation plot, an intercept age of 245.4 ± 2.5 Ma is obtained with an initial $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ ratio of 292.3 ± 7 .

Sample TS310 is an orthogneiss made of quartz, feldspar and few chloritized Fe-garnets (Alm. 70%). with a N115-80NE foliation which carries a 105SE15 lineation. Microstructures such as biotite tails around garnet indicate a sinistral shearing. The textural ground is mainly characterized by quartz and biotite which suffered a starting chloritization. Two single biotite grains were extracted for spot fusion laser probe experiments. Seven spots on the first grain yield ages ranging from 142.4 ± 27.8 Ma to 228.0 ± 10 Ma, with a very high ^{40}Ar contamination for all spots from 54 to 96% of the total ^{40}Ar released (Table 1). This strong contamination is confirmed by the high position of the representative points of biotite 1 in the $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ versus $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ correlation plot (i.e. close to the Air intercept)(Figure 12C). The second biotite has eight ages scattering between 198.5 ± 22.8 Ma and 315.1 ± 24.2 Ma with a lower atmospheric contamination than for the first biotite (8 to 43%). The $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ versus $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ isotope correlation plot compiles 14 spots (the one at 315Ma was removed) of the two biotites and gives an intercept age of 244.0 ± 2.6 Ma (Figure 12C), for an initial $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ ratio of 274.0 ± 19 . The age of 244Ma is interpreted as representing the cooling at about 300-350°C and coeval closure of the biotite.

Mylonitic amphibolites TS294 and TS295 are made of amphiboles, albitized feldspar, minor clinozoisite (Czo 73-79%) and chlorite. Chemical analyses point to the coexistence of two types of amphibole in the rocks (Figure 13C). The first ones consists of primary high-Si Mg-hornblende to Fe-tschermakite. It occurs as relics and clasts surrounded by the second type of amphiboles which is mainly syn-tectonic low-Si Mg-hornblendes and actinolites. In order to date separately the two generations of amphiboles distinguished on chemical and textural ground, in situ laser probe fusion experiments were carried out on polished thin sections of about 1cm^2 .

Amphibolite TS294 has a N30-10E foliation carrying a N105SE10 stretching lineation. The textural ground is mylonitic and microstructures indicate a top-to-the-N300 motion for the deformation associated to the last thermal event (Figure 13D). Twelve spot fusions were carried out on secondary amphibole. Ages range between 195.8 ± 6.8 Ma and 279.7 ± 12.8 Ma (Table 3) with no systematic variation with the Ca/K ratio deduced from the $^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ratio. Among the spot fusions, six records give ages of 240-255 Ma. An intercept age of 244.1 ± 2.8 Ma has been obtained in the $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ versus $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ isotope correlation plot with an initial $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ ratio of 264 ± 25 for the seven spots which have the lowest ^{40}Ar atmospheric yield (Figure 13A).

TS295 is a N120-85N foliated amphibolite with sinistral shear criteria (Figure 13E). Fifteen spot fusion experiments were made on the section and give ages ranging between 140.4 ± 36.1 Ma and 354.5 ± 55.3 Ma, uncorrelated with the Ca/K range (Table 3). As for sample TS294, due to the low amount of potassium in amphibole, the ^{40}Ar atmospheric content is notably high and scatters between 85 and 40 %, resulting in important age errors. Seven spots with errors bars less than 15Ma are in the range 224-289Ma. Together with two different spots with larger error bars, these spots yield an intercept age of 249.1 ± 3.8 Ma with an initial ratio of 284 ± 12 (Figure 13B). Younger ages are correlated with higher $^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ratios, suggesting that argon was partially released from chlorite during laser ing. Ages older than 300Ma probably result from an argon degassing from relict amphibole and/or from the presence of some excess argon in some minerals.

However, despite the uncertainty concerning the nature and volume of material melted during these in situ laser probe experiments, and mainly the nature of the minerals behind those observed on the thin section surface, the present study of amphibolites in Fuyun yields intercept ages of 244.1 ± 2.8 Ma and 249.1 ± 3.8 Ma that are concordant with ages previously obtained on biotites (245.4 ± 2.5 Ma and 244.0 ± 2.6 Ma for samples TS305 and TS310). On the basis of an ionic porosity model, Dahl [1996] calculated argon closure temperatures respectively of 554 and 483°C for the Mg-hornblende and actinolite while Harrison et al. [1985] suggested on the basis of diffusion experiments, that biotite has a closure temperature between 280 and 350°C. The lack of significant age difference between biotites and amphiboles shows that the Fuyun metamorphic zone suffered a fast cooling from about 500-550°C to about 280-350°C at about 250 and 245Ma respectively. This fast cooling may be associated to the shear zones activation which induced a cooling rate higher than 50°C/My.

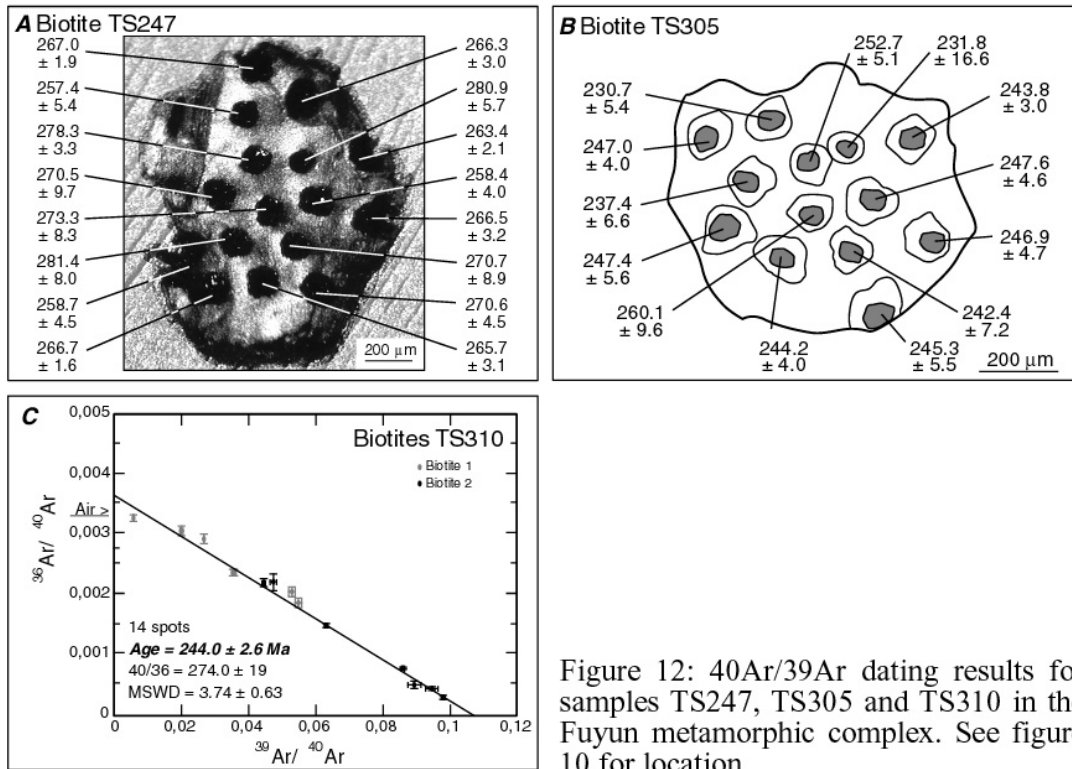


Figure 12: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating results for samples TS247, TS305 and TS310 in the Fuyun metamorphic complex. See figure 10 for location.

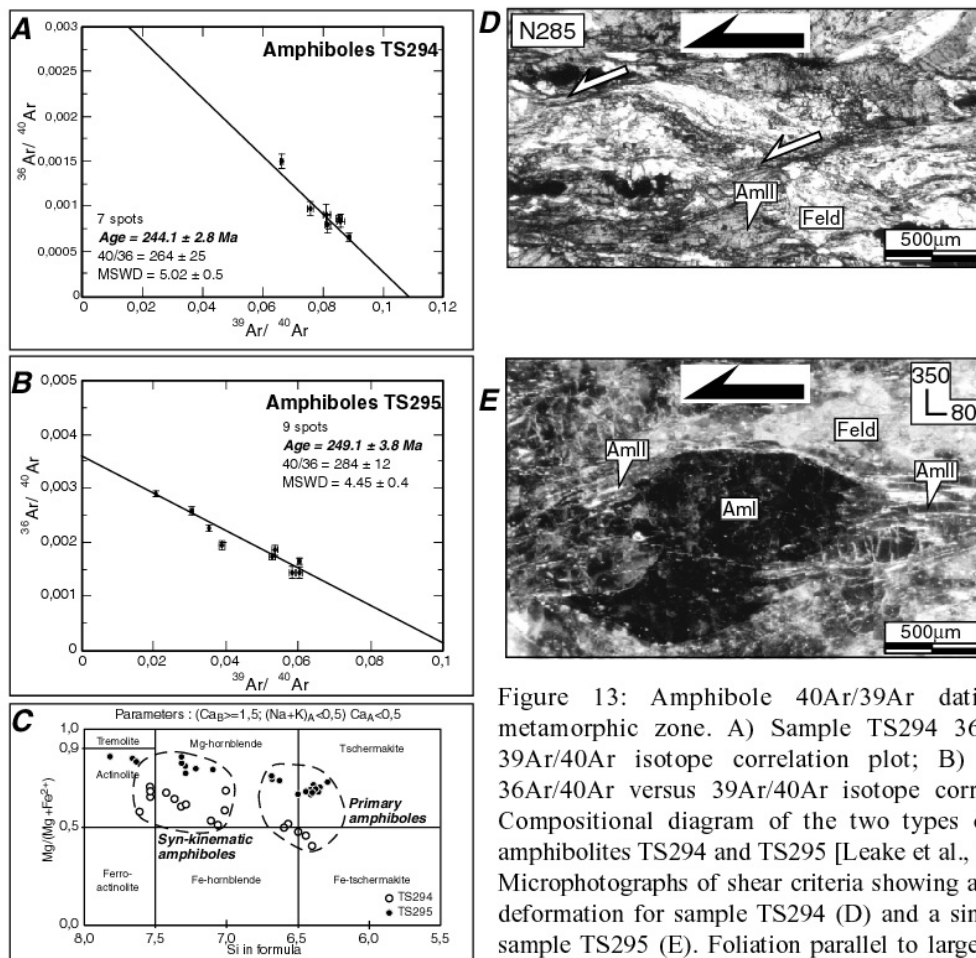


Figure 13: Amphibole $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ datings in Fuyun metamorphic zone. A) Sample TS294 $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ versus $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ isotope correlation plot; B) Sample TS295 $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ versus $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ isotope correlation plot; C) Compositional diagram of the two types of amphibole in amphibolites TS294 and TS295 [Leake et al., 1997]; D) and E) Microphotographs of shear criteria showing a top-to-the-N285 deformation for sample TS294 (D) and a sinistral motion for sample TS295 (E). Foliation parallel to large side. See figure 10 for location. AmlI: primary amphibole; AmlII: secondary amphibole; Feld: feldspar.

4.3.3. Conclusion on Late Paleozoic structures in the Fuyun metamorphic zone

The structural study of the Fuyun metamorphic rocks leads to the recognition of two stages of deformation: firstly, a main northwestward shearing associated with regional folding and strike-slip faults was induced by the migration of the deformation from the NE (where its age is 265 Ma) to SW (where its age is 245 Ma); a second stage of dextral shearing in low temperature conditions, recorded by some amphibolites and of limited extension.

Some dextral criteria were observed in a few south dipping formations but the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age of 265.6 ± 2.5 Ma obtained on sample TS247 is much too old to correspond exactly to the thermal event at 250 Ma recognized in the Fuyun metamorphic zone (Figure 14e). Located on the northeastern border of the metamorphic zone, it is interpreted as a relict of the sinistral deformation dated at 290 Ma which could migrate to the southwest through transcurrent motions between 265 and 245 Ma. The 250-245 Ma event is well identified in synclinal bends and disharmonic folding deformed meta-volcaniclastic rocks which suffered a weak ductile deformation (Figure 14f and g). In the underlying metamorphic formations, kinematic criteria related to this deformation are top-to-the-northwest shear microstructures in all rocks whatever their foliation attitude. In north dipping limbs, criteria associated with stretching lineation point to sinistral shearing in medium temperature conditions (Figure 14a-c). $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of this sinistral motion provides concordant ages of 249 to 245 Ma. Criteria associated with sub-horizontal foliation in amphibolites indicate a NW vergence of shearing (Figure 14d). This northwestward deformation has been dated at 244 Ma which is concordant to that of sinistral shearing observed on NE dipping foliation. So, the Fuyun zone underwent a sort of exhumation process between two main strike-slip shear zones. Squeezed between a north dextral fault and a south sinistral one, the area experienced a northwestward deformation associated with a regional folding 245 My ago. Finally, a dextral deformation occurred in low temperature conditions in the area. Chlorite tails and brittle shear bands underline the structures formed during this last stage. Its age is unknown.

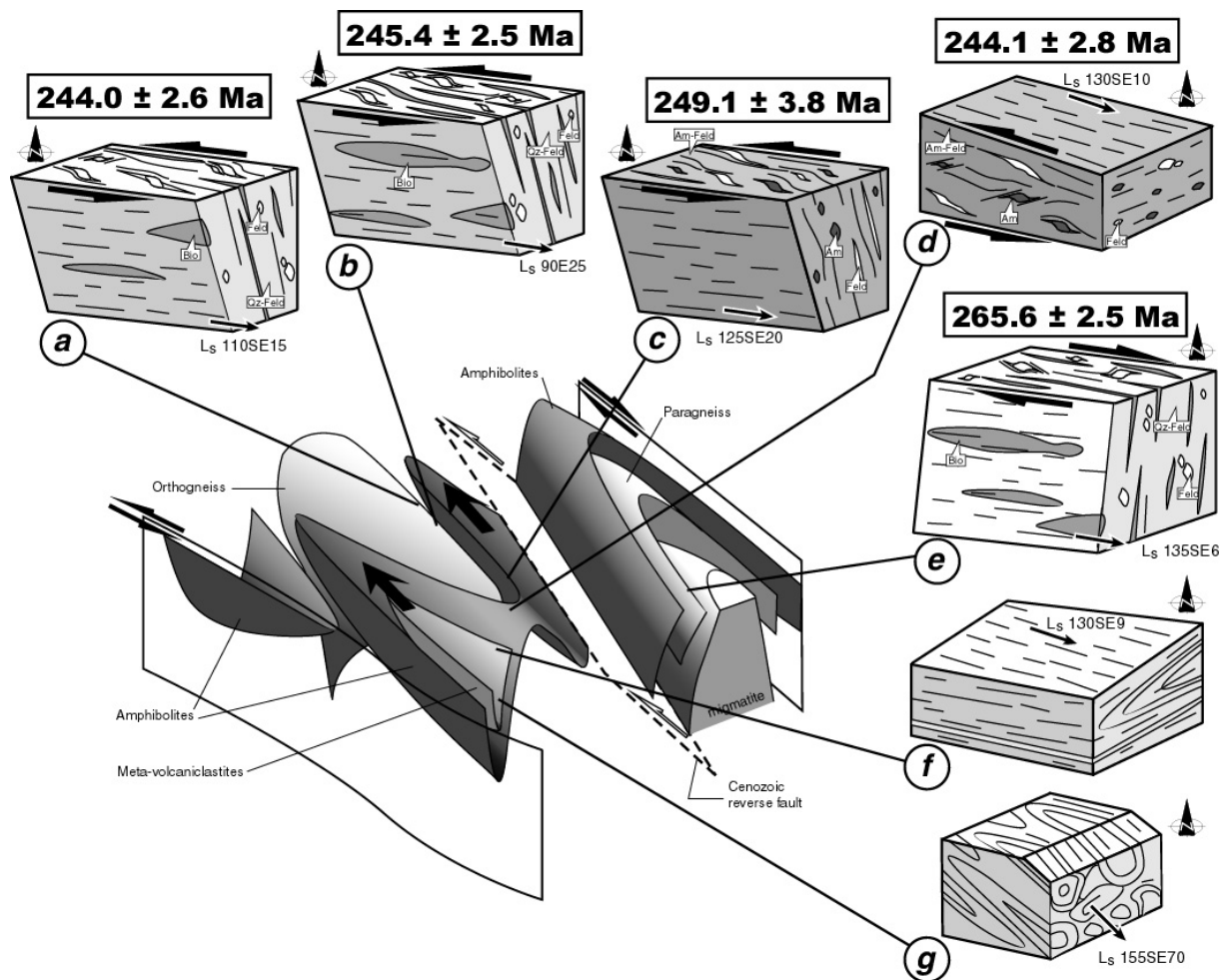


Figure 14: 3D block diagrams showing spatial and chronological relationships between folding, foliation, lineation and shearing. (a) and (b): Orthogneisses showing a sinistral sense of shearing for a NE dipping foliation. (c): Amphibolite with a NE dipping foliation showing a sinistral deformation. (d): Amphibolite with a SE low dipping foliation showing a top-to-the-N300 motion. (e): Gneiss with a SW dipping foliation indicates dextral shearing. (f): Meta-tuff with N110-10SW dipping foliation and a lineation plunging to the N130 of 10°. Isoclinal fold axes are parallel to lineation. (g): L-tectonics in a calcareous tuff. Presence of sheath folds parallels to the SE plunging lineation.

Am: amphibole clast; Am-Feld: amphibolite-feldspatic ground mass; Bio: biotite ribbons or aggregates; Feld: feldspatic clast or recrystallized feldspar; Qz-Feld: quartz-feldspatic ground mass.

5. Discussion and conclusion

In Tianshan, the chronology of the different strike-slip deformation stages can be deciphered on the basis of several geological constraints. Field observations provide evidence confirming the Late Paleozoic age of the strike-slip events : 1) the Carboniferous volcanic rocks of northern Tianshan and Late Carboniferous granites underwent the dextral ductile strike-slip deformation ; 2) Upper Permian undeformed and unmetamorphosed rocks lie unconformably on foliated Carboniferous rocks in the Hami area (eastern Tu-Ha basin).

In order to enhance the understanding on our structural and geochronological observations, we try to make kinematic analyses on available and reliable paleomagnetic data issued from Tarim and Junggar basins [Bai et al., 1987; Cheng et al., 1983; Fang et al., 1990; Gilder et al., 1996; Li et al., 1988; Li et al., 1991; Li et al., 1989; McFadden et al., 1988; Meng, 1991; Meng and Zheng, 1990; Nie et al., 1993; Sharps et al., 1989; Van der Voo, 1993; Zhai et al., 1988](Table 4.1). The distribution of these data is heterogeneous in both space and age. The paleomagnetic studies in Tarim offer enough data to compute a mean pole for each of the Late Carboniferous (C3), Early Permian (P1) and Late Permian (P2) periods (Table 4.1). However, it is not the case for the Junggar basin, few paleomagnetic data are available for the corresponding ages. So, we have averaged the poles aged C2, C2-3 and C2-P for the C3 period as they are relatively consistent in polar distribution, and present the pole of C3-P for the P1 period (Table 4.1). Otherwise, the synthetic data of Eurasia from Van Der Voo [1993] is used as the reference.

Figure 15a shows recalculated mean poles of different ages from Tarim and Junggar basins with Eurasian ones, and Table 4.2 presents the relative differences in latitude and rotation between these blocks. It is easy to see qualitatively that all three blocks progressively close to each other from the Late Carboniferous to Late Permian (Figure 15a). However, these relative movements are mainly characterized by the relative rotations instead of latitudinal convergence (Table 4.2). Moreover, these rotations are differential in age among these three blocks.

Concerning the relative rotation between Junggar and Eurasian blocks, a significant clockwise rotation ($31 \pm 19^\circ$) of Junggar with respect to Eurasia took place from C3 to P1 (Figure 15b). This relative rotation is probably assumed by the sinistral shearing, dated at 290-280 Ma [Melnikov et al., 1998], along the huge Erqishi-Irtysh shear zone. This relative rotation becomes no significant ($12 \pm 16^\circ$) for the period from P1 to P2 (Figure 15c). The comparison of the P2 data from these two blocks evokes once more a relatively important

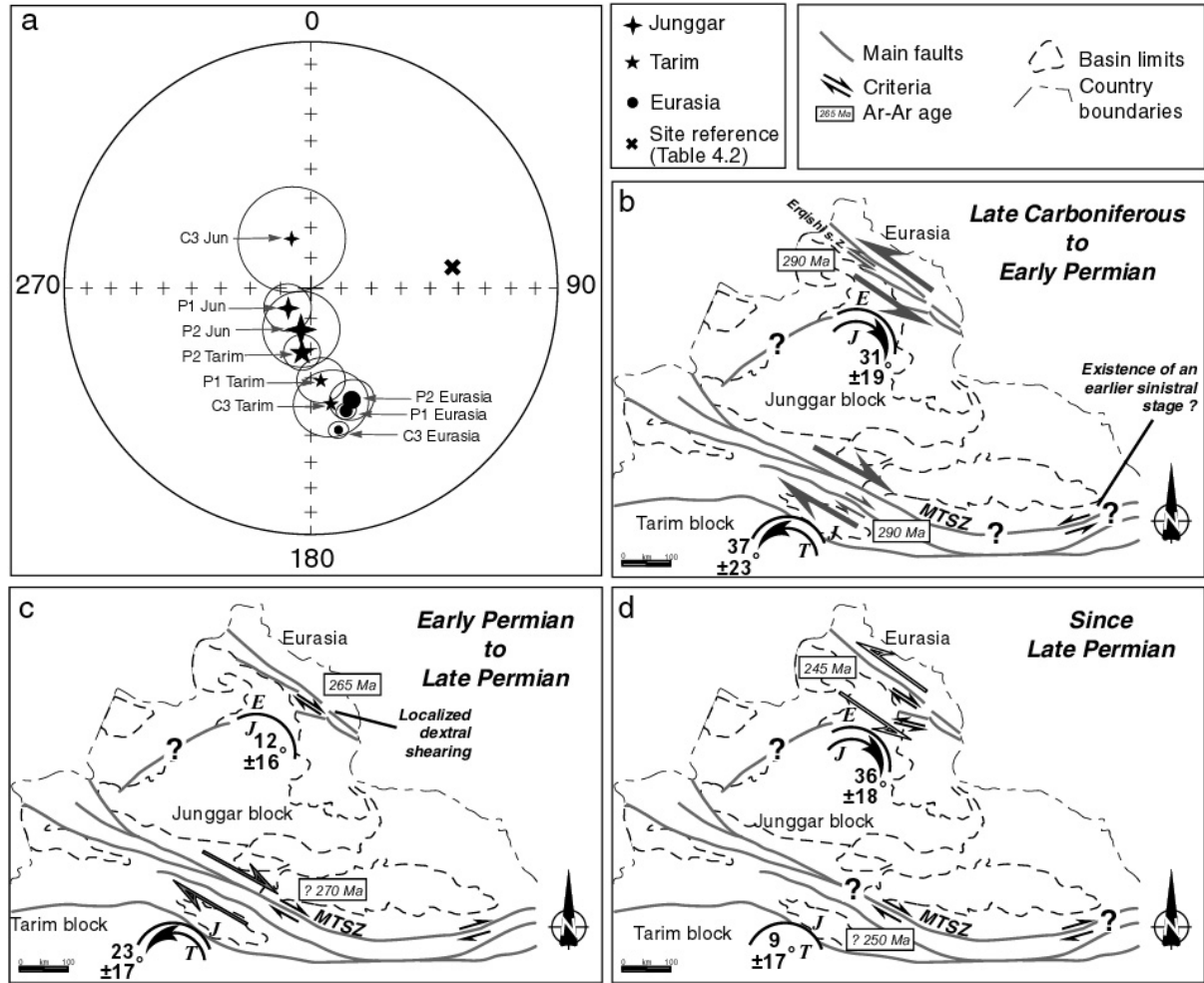


Figure 15: Synthesis of the paleomagnetic data compare to the structural and geochronological results. a: Equal-area projection of paleomagnetic poles with 95% confidence circles for Tarim, Junggar and Eurasian blocks (see Table 4 for data). The crosses (stars and solid circles) show paleomagnetic mean poles from Junggar, Tarim and Eurasia for C3 (smallest), P1 (medium) and P2 (biggest) periods. Sketch map showing the relative rotations and the induced main shearing for the Late Carboniferous to Early Permian period (b), for the Early to Late Permian period (c) and then after the Permian (c).

clockwise rotation of $36 \pm 18^\circ$ of Junggar to Eurasia since the Late Permian. Because of the lack of any available paleomagnetic data for the Triassic age from the Junggar basin, the precise period of this relative rotation can not be estimated. However, this rotation should have occurred before the late Jurassic as the consistent declinations between these two blocks have been observed since Early Cretaceous – Late Jurassic period [Chen et al., 1991]. The displacement along the complex sinistral and dextral shearing faults dated at 245 Ma observed in the Fuyun metamorphic zone may correspond to this relative rotation.

The counterclockwise rotation of $37 \pm 23^\circ$ of Tarim with respect to Junggar from C3 to P1 is well consistent with our both structural and geochronological observations that show an important dextral shearing movement at about 290 Ma along the MTSZ which separates Tarim from Junggar (Figure 15b). This movement may have been continuous until the late Permian because a significant relative rotation of $(23 \pm 17^\circ)$ in counterclockwise sense of Tarim to Junggar is also observed for the P1 to P2 period (Figure 15c). However, the difference becomes paleomagnetically no significant since P2 indicating that the MTSZ was not or less active since then (Figure 15d). The above paleomagnetic conclusion seems to be inconsistent with our geochronological results which show a remarkable tectonic phase at about 245 Ma in the MTSZ. Either, firstly, the age of 245 Ma obtained from biotite may correspond to the final stage of the cooling on the dextral shearing fault, or/and secondly, the tectonics at this age may be less important.

Thus, the strike-slip shearing may have reactivated the earlier thrust structures [e.g. Coleman, 1989; Ma et al., 1993; Shu et al., 1999a; Windley et al., 1990] at the end of the convergence between Junggar and central Tianshan, in regional horizontal motions. The collisional thrust tectonics evolved into a transcurrent ductile dextral deformation which probably accommodated the residual shortening by a first 290 Ma stage in western Tianshan. A high temperature conditions sinistral event occurred in the eastern Tianshan but no chronological constraint support the assumption of a synchronous or earlier activity compared to the 290 Ma event. Finally, the regional strike-slip event along the MTSZ ended 245 My ago.

In the Chinese Altay area, several Late Paleozoic ductile deformation stages took place between 290 and 220 Ma. The first deformation is exemplified by the Erqishi sinistral mylonitic zone. This crustal shearing started 290 My ago and built up all the southwestern boundary of the Altay-Sayan complex over more than 1000 km. After this first event, the transcurrent motion evolved into several structures such as sinistral localized shear zones in the Qinhe area. Ages of 280 to 255 Ma were obtained in a sinistral deformed gneiss. In this area, a final thermal event occurred 220 My ago associated with a southward shearing. No evidence of this thrust motion was found in other studied areas. The Fuyun metamorphic zone displays a complex cooling and structural history. The structuration may have started before 265 Ma with a limited dextral shearing in the eastern part of the area. Then, the deformation migrated to the southwest inducing a “squeezing” process 245 My ago. According to structural features and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages, a northwestward deformation affected the metamorphic sequence, synchronously with a regional folding and a relative global sinistral motion

between Junggar and Siberian blocks, as it was shown by paleomagnetic data. Temperature and deformation increase from the top to the bottom of the sequence, but always indicate a top-to-the-N300 motion. Ages confirm the contemporaneity of sinistral, dextral and northwestward displacements observed in the area, depending on whether the foliation dips to the northeast, southwest or is sub-horizontal. This regional structuration induced a fast cooling, as the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating seem to display.

The structural and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ study on transcurrent structures in eastern Xinjiang show a good compatibility with paleomagnetic results for Late Paleozoic times and these strike-slip faults can be interpreted as an intracontinental adjustment due to relative motions between all the different blocks making eastern Central Asia after the Carboniferous thrusting stage. We make the assumption that, at the end of Carboniferous, the Tarim block continued to move forward to the north. The Tarim motion evolved into a northwestward direction, allowing the accommodation of residual strains by strike-slip faults along the Tianshan and the northeastern margin of the Junggar block. The tectonic development of north Xinjiang illustrates a transition between two styles of convergence and shortening accommodation. The deformation which occurred in the area during Middle Paleozoic evolved into a Permian horizontal ductile deformation accommodating the residual shortening along the continental scale structures (e.g. the Erqishi-Irtysh shear zone and the Main Tianshan shear zone) in eastern Central Asia.

Appendix 1: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating analytical procedure

During this study, due to large grain size of micas in most samples, we preferentially realized spot fusion on biotite and amphibole single grains using a laser-probe operating in the semi-pulsed mode [Monié et al., 1997]. Only two single grains of muscovite were step-wisely heated using a continuous mode of laser emission. The samples were irradiated in the McMaster nuclear reactor (Canada) together with different flux monitors including MMHb-1 ($520.4 \pm 1.7\text{Ma}$) and HD-B1 ($24.21 \pm 0.32\text{Ma}$). For this reactor, the following correction factors for argon nuclear interferences were applied: $(^{36}\text{Ar}/^{37}\text{Ar})_{\text{Ca}}=0.000254$; $(^{39}\text{Ar}/^{37}\text{Ar})_{\text{Ca}}=0.000651$; $(^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})_{\text{K}}=0.0156$. Results are synthesized in table 1 for spot fusion laser probe experiments, table 2 for step heating analysis and table 3 for spot fusion laser probe experiments on amphibolite polished sections. The analytical device is comparable to that described by Dalrymple [1989] and consists of: (a) a multiline continuous 6 W argon-ion laser with two main wavelengths of 488 and 514 nm; (b) a beam shutter for

selection of exposure times, typically 30 ms for spot fusions; (c) an optical device to focus the laser beam down to a minimum impact diameter of 20 μm ; (d) a small inlet line for the extraction and purification of gases; (e) a MAP 215-50 noble gas mass spectrometer equipped with a Nier source and a Johnston MM1 electron multiplier. The gain between the Faraday cup and multiplier at 2 kV is close to 200. Each analysis involves 5 min for gas extraction and cleaning and 15 min for data acquisition. System blanks were evaluated every three experiments and ranged from $3 \times 10^{-12}\text{cc}$ for ^{40}Ar to $6 \times 10^{-14}\text{cc}$ for ^{36}Ar . Isotopic corrections, age and error calculations were made according to McDougall and Harrison [1988]. Mass discrimination was calculated on the basis of a $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ ratio of 283.69 ± 3.62 measured on an atmospheric argon aliquot.

Appendix 2: Location of dated samples

Sample	Area	Lithology	Latitude	Longitude
<i>N3</i>	MTSZ (Mishigou)	Muscovite bearing gneiss	N 42°24'	E 88°29'
<i>TS07</i>	MTSZ (Bindaban pass)	Orthogneiss	-	-
<i>TS520</i>	MTSZ (Kumux)	Orthogneiss	N 42°19'	E 88°24'
<i>TS330</i>	Qinhe area	Micaschist	N 46°47'40''	E 90°20'12''
<i>TS331</i>	Qinhe area	Garnet-tourmaline bearing migmatite	N 46°52'57''	E 90°20'29''
<i>TS247</i>	Fuyun metamorphic complex	Orthogneiss	N 46°58'26''	E 89°39'56''
<i>TS305</i>	Fuyun metamorphic complex	Cordierite-garnet bearing orthogneiss	N 47°09'11''	E 89°21'19''
<i>TS310</i>	Fuyun metamorphic complex	Garnet bearing orthogneiss	N 47°07'18''	E 89°18'39''
<i>TS294</i>	Fuyun metamorphic complex	Mylonitic amphibolite	N 47°04'22''	E 89°28'05''
<i>TS295</i>	Fuyun metamorphic complex	Mylonitic amphibolite	N 47°05'37''	E 89°26'08''

Acknowledgements

The authors are grateful to the National Science Foundation of China grants 49772151 and 49832040, the «305» National Project for Xinjiang geology and, the Department of Earth Sciences of Nanjing University (China) which provided logistic support for field trips.

Table 1

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age data resulting from laser probe fusion experiments of single grains extracted from Tianshan area (TS07; TS520), Qinhe area (TS330; TS331) and Fuyun metamorphic zone (TS247; TS305; TS310).

N°	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}$	$^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ (1)	$^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$	$^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	% Atm	AGE $\pm 1\sigma$
TS07 Biotite J=0.015627						
1	9.094	1.652	0.0562	0.06	48.8	239.7 \pm 6.4
2	9.977	1.038	0.0694	0.0	30.6	261.4 \pm 6.4
3	10.231	0.917	0.0712	0.0	27.1	267.6 \pm 6.4
4	9.375	0.294	0.0973	0.0	8.7	246.7 \pm 2.3
5	9.649	0.269	0.0952	0.0	7.9	253.4 \pm 3.5
6	9.425	0.287	0.097	0.0	8.5	247.9 \pm 4.2
7	9.321	0.278	0.0983	0.0	8.2	245.4 \pm 3.9
8	8.993	0.323	0.1005	0.0	9.5	237.2 \pm 3.7
9	9.229	0.204	0.1017	0.006	6.0	243.1 \pm 2.0
10	9.523	0.404	0.0924	0.0	11.9	250.3 \pm 4.0
11	9.271	0.14	0.1033	0.016	4.1	244.1 \pm 5.2
12	9.17	0.205	0.1024	0.0	6.0	241.6 \pm 3.4
TS520 Biotite J=0.015627						
1	11.09	1.124	0.0602	0.135	33.2	288.4 \pm 11.1
2	10.528	0.214	0.0889	0.121	6.3	274.8 \pm 5.3
3	11.661	0.095	0.0833	0.0	2.8	302.0 \pm 4.3
4	10.84	0.197	0.0868	0.039	5.8	282.3 \pm 5.5
5	11.064	0.223	0.0844	0.039	6.6	287.7 \pm 2.7
6	11.235	0.095	0.0864	0.0	2.8	291.8 \pm 3.9
7	11.561	0.013	0.0861	0.0	0.3	299.6 \pm 5.3
8	11.182	0.099	0.0868	0.013	2.9	290.5 \pm 3.3
9	11.009	0.172	0.0862	0.0	5.0	286.4 \pm 2.4
10	11.222	0.197	0.0839	0.0	5.8	291.5 \pm 4.6
11	11.368	0.032	0.0871	0.037	0.9	295.0 \pm 3.6
12	10.743	0.232	0.0866	0.118	6.8	280.0 \pm 3.7
TS330 Biotite J=0.015627						
1	10.27	1.450	0.0556	0.0	42.8	268.5 \pm 5.8
2	8.743	1.038	0.0792	0.0	30.6	231.1 \pm 2.5
3	10.499	0.691	0.0757	0.017	20.4	274.1 \pm 5.0
4	9.331	0.626	0.0873	0.0	18.5	245.6 \pm 4.1
5	10.000	0.360	0.0893	0.045	10.6	262.0 \pm 2.6
6	9.553	0.192	0.0987	0.0	5.6	251.0 \pm 3.2
7	10.128	0.583	0.0817	0.0	17.2	265.1 \pm 2.6
8	10.574	0.171	0.0897	0.01	5.0	275.9 \pm 3.4
9	9.100	0.280	0.1007	0.0	8.2	239.9 \pm 5.8
10	9.775	0.151	0.0977	0.0	4.4	256.5 \pm 2.9
11	9.837	0.202	0.0955	0.012	5.9	258.0 \pm 2.2
12	10.041	0.247	0.0923	0.033	7.3	263.0 \pm 2.1
13	10.013	0.225	0.0932	0.02	6.6	262.3 \pm 1.3
14	9.643	0.272	0.0952	0.02	8.0	253.2 \pm 2.4
TS331 Biotite J=0.015627						
1	8.689	3.264	0.0039	0.0	96.4	229.7 \pm 75.5
2	8.839	2.389	0.0332	0.0	70.6	233.4 \pm 9.6
3	7.61	1.949	0.0556	0.032	57.6	202.7 \pm 8.3
4	8.245	1.226	0.0773	0.013	36.2	218.7 \pm 6.9
5	8.365	1.185	0.0776	0.069	35.0	221.6 \pm 9.5
6	8.816	1.36	0.0678	0.0	40.1	232.9 \pm 3.5
7	8.374	1.204	0.0769	0.029	35.5	221.9 \pm 2.9
8	8.302	0.783	0.0925	0.028	23.1	220.1 \pm 2.9

9	7.336	0.948	0.0981	0.0	28.0	195.8 ± 4.6
10	8.409	0.481	0.1018	0.038	14.2	222.7 ± 3.7
11	6.569	1.832	0.0697	0.0	54.1	176.3 ± 6.3
12	6.754	0.932	0.1072	0.0	27.5	181.0 ± 9.8
13	7.65	1.296	0.0806	0.0	38.3	203.7 ± 8.7
TS247 Biotite		J=0.015627				
1	10.783	0.955	0.0665	0.0	28.2	280.9 ± 5.7
2	10.468	0.438	0.0831	0.0	12.9	273.3 ± 8.3
3	10.673	0.586	0.0774	0.0	17.3	278.3 ± 3.3
4	9.814	0.631	0.0828	0.047	18.6	257.4 ± 5.4
5	10.206	0.238	0.091	0.014	7.0	267.0 ± 1.9
6	10.349	1.76	0.0463	0.083	52.0	270.5 ± 9.7
7	9.854	0.376	0.0901	0.016	11.1	258.4 ± 4.0
8	10.36	2.056	0.0378	0.057	60.7	270.7 ± 8.8
9	10.8	1.351	0.0556	0.14	39.9	281.4 ± 8.0
10	9.865	0.288	0.0927	0.034	8.5	258.7 ± 4.5
11	10.154	0.692	0.0783	0.027	20.4	265.7 ± 3.1
12	10.193	0.2	0.0921	0.0	5.9	266.7 ± 1.6
13	10.177	0.189	0.0927	0.0	5.6	266.3 ± 3.0
14	10.061	0.209	0.0932	0.0	6.2	263.4 ± 2.1
15	10.356	0.143	0.0924	0.0	4.2	270.6 ± 4.5
16	10.188	0.254	0.0907	0.0	7.5	266.5 ± 3.2
TS305 Biotite		J=0.015627				
1	8.774	2.646	0.0247	0.033	78.1	231.8 ± 16.6
2	9.413	1.062	0.0727	0.052	31.3	247.6 ± 4.6
3	9.62	0.204	0.0976	0.0	6.0	252.7 ± 5.1
4	9.922	0.141	0.0965	0.019	4.1	260.1 ± 9.6
5	9.201	0.217	0.1016	0.0	6.4	242.4 ± 7.2
6	9.321	0.232	0.0998	0.0	6.8	245.3 ± 5.5
7	8.727	0.413	0.1005	0.008	12.2	230.7 ± 5.4
8	8.998	0.478	0.0954	0.0	14.1	237.4 ± 6.6
9	9.274	0.545	0.0903	0.0	16.1	244.2 ± 4.0
10	9.385	0.282	0.0976	0.018	8.3	246.9 ± 4.7
11	9.259	0.247	0.1000	0.02	7.3	243.8 ± 3.0
12	9.387	0.173	0.1009	0.005	5.1	247.0 ± 4.0
13	9.406	0.299	0.0968	0.026	8.8	247.4 ± 5.6
TS310 Biotite 1		J=0.015627				
1	6.776	3.247	0.0059	0.179	95.9	181.6 ± 63.7
2	5.427	2.891	0.0268	0.0	85.4	146.9 ± 22.1
3	8.304	1.836	0.0550	0.233	54.2	220.1 ± 12.7
4	5.255	3.030	0.0199	0.101	89.5	142.4 ± 27.8
5	8.614	2.351	0.0354	0.024	69.4	227.8 ± 11.4
6	8.618	2.331	0.0359	0.0	68.8	228.0 ± 10.0
7	7.535	2.032	0.0529	0.014	60.0	200.8 ± 11.5
TS310 Biotite 2		J=0.015627				
1	8.045	2.164	0.0447	0.024	63.9	213.6 ± 10.3
2	7.441	2.182	0.0477	0.0	64.4	198.5 ± 22.8
3	8.977	1.461	0.0632	0.155	43.1	236.8 ± 5.1
4	12.213	1.437	0.0471	0.0	42.4	315.1 ± 24.2
5	9.533	0.488	0.0897	0.004	14.4	250.5 ± 7.7
6	9.317	0.281	0.0983	0.204	8.3	245.2 ± 1.9
7	8.943	0.763	0.0864	0.128	22.5	236 ± 2.6
8	9.246	0.423	0.0946	0.076	12.5	243.5 ± 4.9

(1) x1000

Table 2

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age data resulting from step-heating experiments on muscovite separated from the Tianshan shear zone (N3) and the Fuyun area (TS330). N3 was dated in Nanjing University, TS330 in Montpellier university. ((1) $\times 1000$)

Step number	% ^{40}Ar	$^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ (1)	$^{39}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$	$^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	% ^{39}Ar	Ar ratio %	AGE $\pm 1\sigma$
N3 Muscovite		J = 0.02635764					
1	0.02	3,282	1.47	4.672	0.02	3.02	276.2 \pm 4.5
2	0.23	2,277	27.53	0.027	0.27	32.71	232.6 \pm 4.2
3	1.16	0,973	136.17	0.051	1.31	71.17	239.2 \pm 4.2
4	4.47	0,422	310.91	1.784	4.09	87.43	292.3 \pm 4.3
5	54.37	0,038	4296.25	0.009	54.18	98.75	269.9 \pm 4.2
6	7.6	0,088	1888.29	0.025	7.91	97.26	259.2 \pm 4.2
7	12.54	0,065	2505.07	0.076	12.78	97.93	264.4 \pm 4.2
8	18.31	0,058	2747.51	0.53	18.12	98.15	271.8 \pm 4.2
9	1.31	0,722	179.41	0.046	1.31	78.57	267.8 \pm 4.2
Step number	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}$	$^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ (1)	$^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ (1)	$^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	% ^{39}Ar	% Atm	AGE $\pm 1\sigma$
TS330 Muscovite		J=0.015627					
1	2.901	2.698	0.0697	0.005	0.0	79.7	80.0 \pm 58.7
2	7.473	2.027	0.0536	0.000	0.2	59.9	199.3 \pm 17.5
3	9.966	0.384	0.0889	0.089	0.4	11.3	261.1 \pm 8.4
4	9.737	0.311	0.0932	0.007	0.5	9.2	255.5 \pm 6.2
5	9.421	0.223	0.0991	0.026	0.5	6.6	247.8 \pm 5.1
6	9.908	0.159	0.0961	0.000	1.3	4.7	259.7 \pm 3.8
7	9.548	0.031	0.1037	0.000	26.5	0.9	250.9 \pm 1.5
8	9.514	0.024	0.1043	0.001	12.5	0.7	250.1 \pm 1.2
9	9.41	0.037	0.105	0.003	12.9	1.1	247.5 \pm 1.8
10	9.447	0.075	0.1034	0.000	1.9	2.2	248.4 \pm 3.6
11	9.481	0.105	0.1021	0.009	1.2	3.1	249.3 \pm 3.8
12	9.704	0.084	0.1004	0.013	1.4	2.4	254.7 \pm 5.3
13	9.521	0.038	0.1038	0.01	11.9	1.1	250.2 \pm 1.1
14	9.379	0.037	0.1054	0.016	4.3	1.1	246.8 \pm 1.5
15	9.51	0.008	0.1048	0.004	24.5	0.2	250.0 \pm 1.3

Table 3

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age data resulting from laser probe fusion experiments on polish sections from amphibolites of the Fuyun metamorphic zone (TS294; TS295).

N°	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}$	$^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ (1)	$^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$	$^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	% Atm	AGE $\pm 1\sigma$
TS294 Amphiboles		J=0.015627				
1	9.748	0.681	0.0819	15.681	20.1	255.8 \pm 9.9
2	7.334	1.031	0.0947	11.084	30.4	195.8 \pm 6.8
3	9.764	0.669	0.082	12.185	19.7	256.2 \pm 6.5
4	9.351	0.802	0.0815	13.223	23.7	246.1 \pm 9.1
5	9.377	0.973	0.0759	14.481	28.7	246.7 \pm 8.6
6	8.378	1.501	0.0663	11.898	44.3	222.0 \pm 8.5
7	9.043	0.904	0.081	13.82	26.7	238.5 \pm 11.7
8	9.101	0.657	0.0885	10.552	19.4	239.9 \pm 3.4
9	8.775	0.834	0.0858	10.589	24.6	231.8 \pm 7.1
10	10.114	0.758	0.0767	14.55	22.3	264.7 \pm 5.6
11	8.758	0.854	0.0853	9.282	25.2	231.4 \pm 3.9
12	10.731	0.617	0.0761	15.194	18.2	279.7 \pm 12.8
TS295 Amphiboles		J=0.015627				
1	13.431	2.28	0.0242	17.791	67.3	343.7 \pm 26.1
2	12.747	2.331	0.0243	21.776	68.9	327.7 \pm 89.5
3	7.873	2.569	0.0305	18.133	75.9	209.3 \pm 20.1
4	12.329	1.732	0.0394	19.997	51.2	317.9 \pm 48.5
5	10.175	2.386	0.0289	14.825	70.5	266.2 \pm 25.0

6	5.18	2.412	0.0553	13.031	71.2	140.4 ± 36.1
7	13.894	1.348	0.0432	14.685	39.8	354.5 ± 55.3
8	9.297	2.265	0.0355	15.897	66.9	244.7 ± 13.4
9	10.867	1.944	0.0391	14.421	57.4	283.0 ± 14.8
10	6.847	2.90	0.0208	15.871	85.7	183.4 ± 21.5
11	9.90	1.426	0.0584	12.724	42.1	259.5 ± 12.1
12	8.453	1.854	0.0534	13.779	54.7	223.9 ± 12.8
13	8.559	1.636	0.0603	12.599	48.3	226.5 ± 7.3
14	9.193	1.741	0.0527	11.142	51.4	242.2 ± 11.1
15	9.487	1.445	0.0603	12.879	42.7	249.4 ± 13.7

(1) x1000

Table 4.1: Selected paleomagnetic poles for the Upper Carboniferous and Permian for the Tarim, Junggar and Eurasian continental blocks.

	Age	N	Plat	Plong	a95	Authors
Tarim	C3	3(19)	41	160	4	Zhai, 1988
	C3	44	52.2	179.5	10.4	Bai et al., 1987
	C3	-	46.5	170.2	4.4	Fang et al., 1990
	C3	44	61.3	174	4.0	Meng & Zheng, 1990
	Mean C3	<u>4</u>	<u>50.5</u>	<u>170.1</u>	<u>11.7</u>	
	P1	15	64.6	166.5	6.3	Gilder et al., 1996
	P1	11	65.1	162.5	3.1	Sharps et al., 1989
	P1	8	51.0	174.3	6.8	Sharps et al., 1989
	P1	13	56.5	170.9	4.1	Sharps et al., 1989
	P1	26	56.5	190.1	4.6	Bai et al., 1987
	Mean P1	<u>5</u>	<u>59.1</u>	<u>173.7</u>	<u>7.7</u>	
	P2	24	62.9	190.7	6.3	Cheng et al., 1983
	P2	23	81.1	223.4	7.9	Li et al., 1989
	P2	6	61.6	183.9	14.7	Li et al., 1988
	P2	6	58.3	179.7	2.8	Li et al., 1988
	P2	18	66.5	180.9	4.7	Li et al., 1988
	P2	53	76.0	193.0	12.6	Nie et al., 1993
	P2	20	66.0	188.8	6.3	Meng, 1991
	P2	10	73.2	191.0	7.3	McFadden et al., 1988
	Mean P2	<u>8</u>	<u>68.5</u>	<u>187.9</u>	<u>6.0</u>	
Junggar	C2	15	70	299	6.4	Li et al., 1991
	C2-3	15	72	7	7.4	Li et al., 1991
	C2-3-P	26	69	350	6.4	Li et al., 1991
	Mean C3	<u>3</u>	<u>72.6</u>	<u>338.6</u>	<u>17.6</u>	
	C3-P	<u>23</u>	<u>80</u>	<u>230</u>	<u>7.8</u>	Li et al., 1989
	P2	<u>7</u>	<u>76</u>	<u>193</u>	<u>12.6</u>	Nie et al., 1993
Eurasia	C3	<u>17</u>	<u>41</u>	<u>169</u>	<u>3</u>	Van der Voo, 1993
	P1	<u>20</u>	<u>47</u>	<u>164</u>	<u>3</u>	Van der Voo, 1993
	P2	<u>5</u>	<u>50</u>	<u>160</u>	<u>7</u>	Van der Voo, 1993

Table 4.2: Paleolatitude and rotation differences between Junggar block and Tarim and Eurasian blocks for the Late Carboniferous, Early Permian and Late Permian periods. Calculated on the basis of the site reference 41.7°N-81.4°E (slanting cross on figure 15a).

	Junggar-Tarim		Junggar-Eurasia	
	$\lambda J - \lambda T (\Delta \lambda J - \lambda T)$	DJ-DT ($\Delta DJ - DT$)	$\lambda J - \lambda E (\Delta \lambda J - \lambda E)$	DJ-DE ($\Delta DJ - DE$)
C3	4 (17)	69 (26)	8 (14)	79 (22)
P1	1 (9)	32 (13)	1 (7)	48 (10)
P2	3 (11)	9 (17)	2 (12)	36 (18)

References

- Allen, M.B., A.M.C. Sengör, and B.A. Natal'in, Junggar, Turfan and Alakol basins as Late Permian to ?Early Triassic extensional structures in a sinistral shear zone in the Altaid orogenic collage, Central Asia, *Journal of Geological Society of London*, 152, 327-338, 1995.
- Allen, M.B., S.J. Vincent, and P.J. Wheeler, Late Cenozoic tectonics of the Kepingtage thrust zone: Interactions of the Tien Shan and Tarim basin, northwest China, *Tectonics*, 18, 639-654, 1999.
- Allen, M.B., B.F. Windley, and C. Zhang, Paleozoic collisional tectonics and magmatism of the Chinese Tianshan, central Asia, *Tectonophysics*, 220, 89-115, 1992.
- Allen, M.B., B.F. Windley, C. Zhang, and J.H. Guo, Evolution of the Turfan basin, Chinese central Asia, *Tectonics*, 12, 889-896, 1993.
- Avouac, J.P., and P. Tapponnier, Kinematic model of active deformation in Central Asia, *Geophysical Research Letter*, 20, 895-898, 1993.
- Avouac, J.P., P. Tapponnier, M. Bai, H. You, and G. Wang, Active thrusting and folding along the northern Tien Shan and Late Cenozoic rotation of the Tarim relative to Dzungaria and Kazakhstan, *Journal of Geophysical Research*, 98, 6,755-6,804, 1993.
- Bai, Y.H., G.L. Chen, Q.G. Sun, Y.H. Sun, Y.G. Li, Y.J. Dong, and D.J. Sun, Late Paleozoic polar wander path for the Tarim platform and its tectonic significance, *Tectonophysics*, 139, 145-153, 1987.
- Berzin, N., R.G. Coleman, N.L. Dobretsov, L.P. Zonenshain, X.C. Xiao, and E.Z. Chang, Geodynamic map of the western part of the Paleoasian ocean, *Russian Geology and Geophysics*, 35, 5-22, 1994.
- Bulin, N.K., E.A. Pronyaeva, and V.I. Bubnova, Deep structure of the SW-Altay according to seismic data, *Sovetskaya Geologiya*, 4, 97-109, 1969.
- Burchfiel, B.C., E.T. Brown, Q.D. Deng, X.Y. Feng, J. Li, P. Molnar, J.B. Shi, Z.M. Wu, and H.C. You, Crustal shortening on the Margins of the Tien Shan, Xinjiang, China, *International Geology Review*, 41, 665-700, 1999.
- Burtman, V.S., Structural geology of the Variscan Tien Shan, USSR, *American Journal of Science*, 275A, 1975.
- Charvet, J., S. Laurent-Charvet, and L.S. Shu, Continental accretion in central Asia: Paleozoic geotectonic evolution of Tianshan belt, Xinjiang, NW China, in *31th International Geological Congress*, vol. 1, edited by H. Chaves, pp. CD-ROM, 31th IGC, Rio de Janeiro, Brazil, 2000.
- Che, Z.C., H.F. Liu, and L. Liu, *The Formation and Evolution of the central Tianshan orogenic belt*, 135 pp., Geological Publishing House, Beijing, 1994.
- Chen, C.M., H.F. Lu, D. Jia, D.S. Cai, and S.M. Wu, Closing history of the southern Tianshan oceanic basin, western China: an oblique collisional orogeny, *Tectonophysics*, 302, 23-40, 1999.
- Chen, Y., J.-P. Cogné, V. Courtillot, J.P. Avouac, P. Tapponnier, G. Wang, M. Bai, H. You, M. Li, C. Wei, and E. Buffetaut, Paleomagnetic study of Mesozoic continental sediments along the Northern Tien Shan (China) and heterogeneous strain in Central Asia, *Journal of Geophysical Research*, 96, 4065-4082, 1991.
- Chen, Z.C., *Forming and evolution of the Middle Tianshan orogenic belt*, Geological Publishing House, Beijing, 1994.
- Cheng, G.L., Y.H. Bai, and Y.P. Li, Paleomagnetism of the Lower Permian in the Wushi-Aksu area of Xinjiang, *Seismologica Geologica*, 4, 12, 1983.
- Coleman, R.G., Continental growth of northwest China, *Tectonics*, 8, 621-635, 1989.

- Cui, K., Research on the structural deformation and ductile shear zones of the western Tianshan, PhD thesis, 126 pp., Nanjing University, Nanjing, 1995.
- Cunningham, W.D., B.F. Windley, D. Dorjnamjaa, J. Badamgarov, and M. Saandar, A structural transect across the Mongolian Western Altai: Active transpressionnal mountain building in central Asia, *Tectonics*, 15, 142-156, 1996.
- Dahl, P.S., The effects of composition on retentivity of argon and oxygen in hornblende and related amphiboles: A field-tested empirical model, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60, 3687-3700, 1996.
- Dalrymple, G.B., The GLM continuous laser system for $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating: Description and performance characteristics, in *New frontiers in stable isotopic research: Laser probes, Ion probes, and small-sample analysis*, vol. 3, edited by W.C. Shanks and R.E. Criss, 89-96, U.S. Geol. Surv. Bull., 1989.
- Dehandschutter, B., D. Delvaux, and A. Boven, The Lake Teletsk tectonic depression (Altai): New kinematic data and chronological relations, *Museum Royal Africa Centre, Tervuren (Belg.), Département de Géologie Minière., Rapport Annuel 1995 & 1996*, 147-167, 1997.
- Dobretsov, N.L., N. Berzin, and M. Buslov, Opening and Tectonic Evolution of the Paleo-Asian Ocean, *International Geology Review*, 37, 335-360, 1995.
- Fang, D., H. Chen, G. Jin, Y. Guo, Z. Wang, X. Tan, and S. Yin, Late Paleozoic and Mesozoic paleomagnetism and tectonic evolution of Tarim terrane, in *Terrane analysis of China and the Pacific rim*, 251-255, Houston (USA), 1990.
- Gao, J., G.Q. He, M.S. Li, X.C. Xiao, Y.Q. Tang, J. Wang, and M. Zhao, The mineralogy, petrology, metamorphic P-T-t trajectory and exhumation mechanism of blueschists, south Tianshan, northwestern China, *Tectonophysics*, 250, 151-168, 1995.
- Gao, J., and R. Klemd, Eclogite Occurrences in the Southern Tianshan High-Pressure Belt, Xinjiang, Western China, *Gondwana Research*, 3, 33-38, 2000.
- Gao, J., M.S. Li, X.C. Xiao, Y.Q. Tang, and G.Q. He, Paleozoic tectonic evolution of the Tianshan Orogen, northwestern China, *Tectonophysics*, 287, 213-231, 1998.
- Gilder, S., X.X. Zhao, R.S. Coe, Z. Meng, V. Courtillot, and J. Besse, Paleomagnetism and tectonics of the southern Tarim basin, northwestern China, *Journal of Geophysical Research*, 101, 22,015-22,031, 1996.
- Guo, Z.J., R.S. Ma, L.Z. Guo, and Y.S. Shi, A comparative study on three ophiolitic melange belts in Eastern Xinjiang, *Geological Review*, 39, 236-247, 1993.
- Han, B.F., G.Q. He, and S.G. Wang, Postcollisional Mantle-Derived Magmatism and Vertical Growth of the Continental Crust in North Xinjiang, *Geological Review*, 44, 396-406, 1998.
- Han, B.F., S.G. Wang, B.M. Jahn, D.W. Hong, H. Kagami, and Y.L. Sun, Depleted-mantle source for the Ulungur River A-type granites from North Xinjiang, China: geochemistry and Nd-Sr isotopic evidence, and implications for Phanerozoic crustal growth, *Chemical Geology*, 138, 135-159, 1997.
- Harrison, T.M., I. Duncan, and H. Mc Dougall, Diffusion of ^{40}Ar in biotite: temperature, pressure and compositional effects, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 49, 2461-2468, 1985.
- Hendrix, M.S., T.A. Dumitru, and S.A. Graham, Late Oligocene-Early Miocene unroofing in the Chinese Tian Shan: An early effect of the India-Asia collision, *Geology*, 22, 487-490, 1994.
- Hippertt, J., and E. Tohver, On the development of zones of reverse shearing in mylonitic rocks, *Journal of Structural Geology*, 21, 1603-1614, 1999.
- Hu, A., G. Zhang, and Q. Zhang, The basement age of Tianshan belt and the Nd isotopic constraining on crustal accretion, *Science in China*, 20, 104-112, 1999.

- Kwon, S.T., G.R. Tilton, R.G. Coleman, and Y. Feng, Isotopic studies bearing on the tectonics of the west Junggar region, Xinjiang, China, *Tectonics*, 8, 719-727, 1989.
- Laurent-Charvet, S., J. Charvet, and L.S. Shu, Late Palaeozoic strike-slip faults around Junggar basin, Xinjiang, NW China, in *31th International Geological Congress*, vol. 1, edited by H. Chaves, pp. CD-ROM, 31th IGC, Rio de Janeiro, Brazil, 2000a.
- Laurent-Charvet, S., J. Charvet, L.S. Shu, R.S. Ma, and H.F. Lu, Accrétion continentale en Asie centro-orientale: Evolution géotectonique du Xinjiang oriental au Paléozoïque, NW Chine, in *18ème Réunion des Sciences de la Terre*, pp. 171, Paris, France, 2000b.
- Laurent-Charvet, S., P. Monié, J. Charvet, and L.S. Shu, New kinematic and Ar-Ar data on strike-slip ductile shear zones around Junggar basin, Xinjiang, NW China, in *EUG XI*, vol. CDRM, Cambridge Publications, Strasbourg, France, 2001.
- Leake, B.E., A.R. Woolley, C.E.S. Arps, W.D. Birch, M.C. Gilbert, J.D. Grice, F.C. Hawthorne, A. Kato, H.J. Kisch, V.G. Krivovichev, K. Linthout, J. Laird, J. Mandarino, W.V. Maresch, E.H. Nickel, and N.M.S. Rock, Nomenclature of amphiboles; Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals and Mineral Names, *Canadian Mineralogist*, 9, 623-651, 1997.
- Li, T.D., and H.A. Bespaev, Comparative study of geology and mineralization of Altai multimetal ore belt between China and Kazakhstan, in *The office of the national key project "305" in Uygur Autonomous Region of Xinjiang and Institute of Geology*, edited by K.A.o. Sciences, pp. 7-17, Kazakhstan Academy of Sciences, 1994.
- Li, Y.P., Y.A. Li, M. McWilliams, R. Sharps, Y.J. Zhai, Z.K. Zhang, Q. Li, A. Cox, and Z.J. Gao, Paleomagnetic results of the Devonian for the Tarim craton and its tectonic implications, *Journal of Changchun University Earth Sciences*, 18, 447-484, 1988.
- Li, Y.P., R. Sharps, M. McWilliams, Y.G. Li, Q. Li, and W. Zhang, Late Paleozoic Paleomagnetic Results from the Junggar block, Northwestern China, *Journal of Geophysical Research*, 96, 16047-16060, 1991.
- Li, Y.P., R. Sharps, M. McWilliams, A. Nur, Y.G. Li, Q. Li, and W. Zhang, Paleomagnetic results from Late Paleozoic dikes from the northwestern Junggar block, Northwestern China, *Earth and Planetary Science Letters*, 94, 123-130, 1989.
- Liu, W., Whole rock isochron ages of plutons crustal movements and evolution of tectonic setting in the Altay Mts, Xinjiang, *Geoscience of Xinjiang*, 2, 35-50, 1993.
- Liu, X., D. Fu, J.X. Yao, X.Z. Ding, Y. Wang, S.A. Graham, E.Z. Chang, E.R. Sobel, S.Z. Wu, and Y. Yan, Tectonic evolution of Tarim plate and surrounding areas since late Paleozoic, *Continental Dynamics*, 1, 110-122, 1996.
- Ma, R.S., L.S. Shu, and J.Q. Sun, *Tectonic evolution and metallogeny of Eastern Tianshan mountains*, 202 pp., Geological Publishing House, Beijing, 1997.
- Ma, R.S., C.Y. Wang, and S.F. Ye, *Tectonic framework and crustal evolution of Eastern Tianshan mountains*, 225 pp., Publishing House of Nanjing University, Nanjing, 1993.
- Ma, R.S., S.F. Ye, C.Y. Wang, and G.B. Liu, Framework and evolution in the East Tianshan Orogenic belt, *Geoscience of Xinjiang*, 2, 21-36, 1990.
- McDougall, I., and T.M. Harrison, *Geochronology and thermochronology by the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ method*, 212 pp., Oxford University Press, New York, 1988.
- McFadden, P.L., X.H. Ma, M.W. McElhinny, and Z.K. Zhang, Permo-Triassic magnetostratigraphy in China: northern Tarim, *Earth and Planetary Science Letters*, 87, 152-160, 1988.
- Melnikov, A., D. Delvaux, A. Travin, M. Buslov, A. Vladimirov, V. Vladimirov, A. Plotnikov, N. Berzin, L. Smirnova, P. Trefois, and K. Theunissen, Late Paleozoic-Early Mesozoic Sinistral Movement along the Irtysh shear zone, NE-Kazakhstan, in

- Tectonic Studies Group Annual General Meeting*, pp. No page numbering, University of Durham, 1997.
- Melnikov, A., A. Travin, A. Plotnikov, L. Smirnova, and K. Theunissen, Kinematics and Ar/Ar geochronology of the Irtysh Shear zone in the NE Kazakhstan, in *IGCP 420*, edited by B.M. Jahn and D.W. Hong, pp. 30, Urumqi, China, 1998.
- Meng, Z., Palaeomagnetic study of Upper Palaeozoic erathem along the southwestern margin of Tarim block, China, *Acta Sedimentologica Sinica*, 9, 105-109, 1991.
- Meng, Z., and J. Zheng, Palaeomagnetic investigations of the Apparent Polar Wander path of Tarim and relative motions between sub-tectonic units, in *Tectonic Synthesis of Tarim*, edited by Q. Zhou and J. Zheng, pp. 50-87, Science Press, Beijing, 1990.
- Mitrokhin, D., A. Kazansky, K. Theunissen, and N. Berzin, Paleomagnetic and kinematic characteristics of the Irtysh shear zone near Predgornoye (East Kazakhstan): Preliminary results, *Museum Royal Africa Centre, Tervuren (Belg.), Département de Géologie Minière., Rapport Annuel 1995 & 1996*, 187-201, 1997.
- Molnar, P., and P. Tapponnier, Cenozoic tectonics of Asia: Effects of a continental collision, *Science*, 189, 419-426, 1975.
- Monié, P., R. Caby, and M.H. Arthaud, The Neoproterozoic Brasiliano orogeny in northeast Brazil: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and petrostructural data from Ceará, *Precambrian Research*, 81, 241-264, 1997.
- Natal'in, B.A., and A.M.C. Sengör, The tectonic setting of the Tien Shan within the Altaid orogenic belt, in *Annual Meeting*, edited by G.S.o.A.A. Program, A464, Seattle, 1994.
- Nelson, M.R., R. McCaffrey, and P. Molnar, Source parameters for eleven earthquakes in the Tien Shan, central Asia. Determined by P and SH waveform inversion, *Journal of Geophysical Research*, 92, 12,629-12,648, 1987.
- Nie, S.Y., D.B. Rowley, R. Van der Voo, and M.S. Li, Paleomagnetism of Late Paleozoic rocks in the Tianshan, Northwestern China, *Tectonics*, 12, 568-579, 1993.
- Nishidai, T., and J.L. Berry, Geological interpretation and hydrocarbon potential of the Turpan basin (NW China) from satellite imagery, in *Eighth Thematic Conference on Geologic Remote sensing*, 373-389, Denver, USA, 1991.
- Passchier, C.W., and C. Simpson, Porphyroclast systems as kinematic indicators, *Journal of Structural Geology*, 8, 831-843, 1986.
- Passchier, C.W., and R.A.J. Trouw, *Microtectonics*, 289 pp., Springer, New York, 1996.
- Ramsay, J.G., and M.I. Huber, *The techniques of modern structural geology, 2: Folds and Fractures*, 250 pp., Academic Press, London, 1987.
- Ritz, J.-F., E.T. Brown, D.L. Bours, H. Philip, A. Schlupp, G.M. Raisbeck, F. Yiou, and B. Enkhuvshin, Slip rates along active faults estimated with cosmic-ray-exposure dates: Application to the Bogd fault, Gobi-Altaï, Mongolia, *Geology*, 23, 1019-1022, 1995.
- Sengör, A.M.C., B.A. Natal'in, and V.S. Burtman, Evolution of the Altaid tectonic collage and Paleozoic crustal growth in Eurasia, *Nature*, 364, 299-307, 1993.
- Sharps, R., M. McWilliams, Y.P. Li, A. Cox, Z.K. Zhang, Y.J. Zhai, Z.J. Gao, Y.G. Li, and Q. Li, Lower Permian paleomagnetism of the Tarim block, northwestern China, *Earth and Planetary Science Letters*, 92, 275-291, 1989.
- Shu, L.S., J. Charvet, L.Z. Guo, H.F. Lu, and S. Laurent-Charvet, A large-scale dextral ductile strike-slip zone: the Aqqikkudug-Weiya zone along the northern margin of the Central Tianshan belt, Xinjiang, NW China, *Acta Geologica Sinica*, 73, 148-162, 1999a.
- Shu, L.S., J. Charvet, and R.S. Ma, Study of a large-scale Paleozoic dextral strike-slip ductile shear zone along the northern margin of the Central Tianshan, Xinjiang, *Xinjiang Geology*, 16, 326-336, 1998.
- Shu, L.S., R.S. Ma, L.Z. Guo, and J.Q. Sun, Research on the thrust tectonics of the Eastern Tianshan belt, Xinjiang, *Scientia Geologica Sinica*, 32, 337-350, 1997.

- Shu, L.S., Y.S. Shi, H.F. Lu, J. Charvet, and S. Laurent-Charvet, Paleozoic terrane tectonics in Northern Tianshan, northwestern China, in *Terrane Paths 99 Circum-Pacific Terrane Conference*, edited by C.A. Evenchick, G.J. Woodsworth and R. Jongens, 63-65, Geol. Assoc. Canada, Canada, 1999b.
- Shu, L.S., C.Y. Wang, and R.S. Ma, Granulite relics and pyroxene-facies ductile deformation in the northern boundary of the Southern Tianshan, *Scientia Geologica Sinica*, 31, 63-71, 1996.
- Tapponnier, P., and P. Molnar, Active faulting and Cenozoic tectonics of the Tien Shan, Mongolia and Baykal regions, *Journal of Geophysical Research*, 84, 3425-3459, 1979.
- Van der Voo, R., *Paleomagnetism of the Atlantic, Tethys and Iapetus Oceans*, Cambridge University Press, Cambridge, 1993.
- Windley, B.F., M.B. Allen, C. Zhang, Z.Y. Zhao, and G.R. Wang, Paleozoic accretion and Cenozoic reformation of the Chinese Tien Shan Range, central Asia, *Geology*, 18, 128-131, 1990.
- Xiao, X.C., Y.Q. Tang, J.Y. Li, M. Zhao, Y.M. Feng, and B.Q. Zhu, On the tectonic evolution of the northern Xinjiang, Northwest China, *Geoscience of Xinjiang*, 1, 47-69, 1990.
- Xinjiang Bureau of Geology and Mineral Ressources, *Regional geology of Xinjiang Uygur Autonomous Region*, 841 pp., Geological Publishing House, Beijing, 1992.
- Zhai, Y.J., Z.K. Zhang, Y.P. Li, Q. Li, Y. Li, M. McWilliams, A. Cox, and R. Sharps, A study of Upper Carboniferous paleomagnetism for the Tarim block, *Geoscience*, 2, 43-56, 1988.

***Partie III : Le Tianshan centro-occidental : les traces
de sutures paléozoïques***

Cette partie se propose de présenter, à travers les descriptions de trois secteurs et de leur étude structurale et microstructurale, les déformations qui ont pris place dans les parties centrale et ouest du Tianshan au cours du Paléozoï que.

Dans un premier chapitre, le secteur situé entre Kumux et Tuokexun sera décrit. Il permet l'observation des trois unités principales du Tianshan : le Tianshan sud, le Tianshan central et le Tianshan nord. La coupe de Mishigou, effectuée à l'ouest de Tuokexun, viendra compléter la section précédente avec des données sur la couverture volcano-sédimentaire paléozoï que du Tianshan central et les structures présentes dans ce secteur.

Le deuxième chapitre concernera les trois coupes (Yushugou, Tonghuashan et Liuhuangshan) qui ont été effectuées dans le massif ophiolitique de Kumux. Nous montrons que ce secteur est structuré en écailles dont la mise en place s'est faite vers le nord.

Le troisième chapitre concernera la région la plus occidentale qu'il nous a été permis d'étudier. Les observations effectuées dans le secteur de Bayinbulake nous permettent de comparer la structure des secteurs ouest et est du Tianshan. En effet, la vergence des structures du Tianshan ouest est encore discutée comme nous l'avons vu dans la première partie.

Un quatrième chapitre présentera des données structurales et géochimiques complémentaires. Certains marbres déformés, et inclus en blocs dans les formations siluriennes et les mélanges ophiolitiques, ont été étudiés par goniométrie de texture afin de caractériser les déformations qui les ont affectées. Une étude géochimique de certains blocs basiques et ultrabasiques dans les gneiss et les volcanites du Tianshan central ou dans le mélange ophiolitique de Kumux sera présentée afin de discuter les contextes géodynamiques de leur formation ou de leur mise en place. Enfin, une synthèse sur les déformations servira de conclusion à cette partie.

Chapitre 1 : La région de Tuokexun à Kumux : une structuration en nappes au Paléozoï que moyen

A. Le secteur de Tuokexun-Kumux

La région comprise entre Tuokexun et Kumux est située dans la zone centrale de la chaîne du Tianshan, au sud d'Urumqi. La section étudiée, qui traverse tout le Tianshan, passe par les points de coordonnées géographiques $N42^{\circ}12'/E88^{\circ}20'$ et $N42^{\circ}38'/E88^{\circ}40'$ et emprunte la route « nationale » allant de Kumux, au sud-ouest, à Tuokexun, au nord-est (figure III-1). Deux raisons font que cette route est particulièrement intéressante : elle permet d'observer les trois unités principales du Tianshan en seulement une trentaine de kilomètres ; et elle implique une visite pittoresque dans l'accueillant village de Kumux, surnommé « La perle du Désert », qui permet aux géologues de se reposer dans ses « lu biān diàn » chaleureux (petites auberges de bord de route) et de se restaurer dans ses « fàn diàn » (petits restaurants) gastronomiques.

La coupe débute dans les formations quaternaires du bassin de Kumux puis traverse le Tianshan sud, le Tianshan central et le Tianshan nord pour finir dans le bassin de Tu-Ha (figure III-1). Cette section a été divisée en trois segments présentés sur la coupe synthétique de la figure III-2. Au sud-ouest, les segments successifs A-B et C-D suivent la route jusqu'au croisement de coordonnées $N42^{\circ}23'/E88^{\circ}32'$. Ils traversent les formations gneissiques du Tianshan sud et du socle du Tianshan central et les formations volcano-sédimentaires de la couverture paléozoï que du Tianshan central. A partir du carrefour, l'ancienne route (en traits pleins sur la figure III-1) remonte vers le nord-est. La coupe E-F suit quant à elle la nouvelle route (en traits discontinus sur la figure III-1) qui prend la direction du nord. Ces deux routes traversent la partie nord du Tianshan central, la zone cisailante du Tianshan et les volcanites carbonifères du Tianshan nord.

Après la présentation des caractéristiques des Tianshan sud, central et nord, traversés par les trois sections, les macro- et microstructures relatives aux déformations reconnues dans ce secteur feront l'objet d'une étude cinématique.

1) Description des secteurs traversés

a) Le Tianshan sud

La coupe de détail A-B présentée sur la figure III-3 traverse tout le Tianshan sud. Les observations commencent à la borne 236 (six kilomètres au nord-est de Kumux).

Les premiers faciès rencontrés sont des gneiss composés de porphyroclastes feldspathiques, de lits micacés et de quartz recristallisé. Ces gneiss, à faible pendage vers le sud, contiennent aussi des enclaves de micaschistes et de mylonites de granite potassique affectées par la même schistosité $N45-25SE$ (planche 1.a). Les blocs présentent une structuration en écailles décimétriques parallèles à la foliation gneissique. Des orthogneiss mylonitiques ont livré un âge de 402 ± 34 Ma (Rb-Sr sur roche totale) (Guo, et al., 1993) et des mylonites, issues probablement d'une déformation antérieure, des âges d'environ 450 Ma (Ma, et al., 1993). Le manque de précision sur ces datations nous oblige à être prudent quant à leur interprétation. La foliation de cette zone porte une linéation d'allongement $N125$.

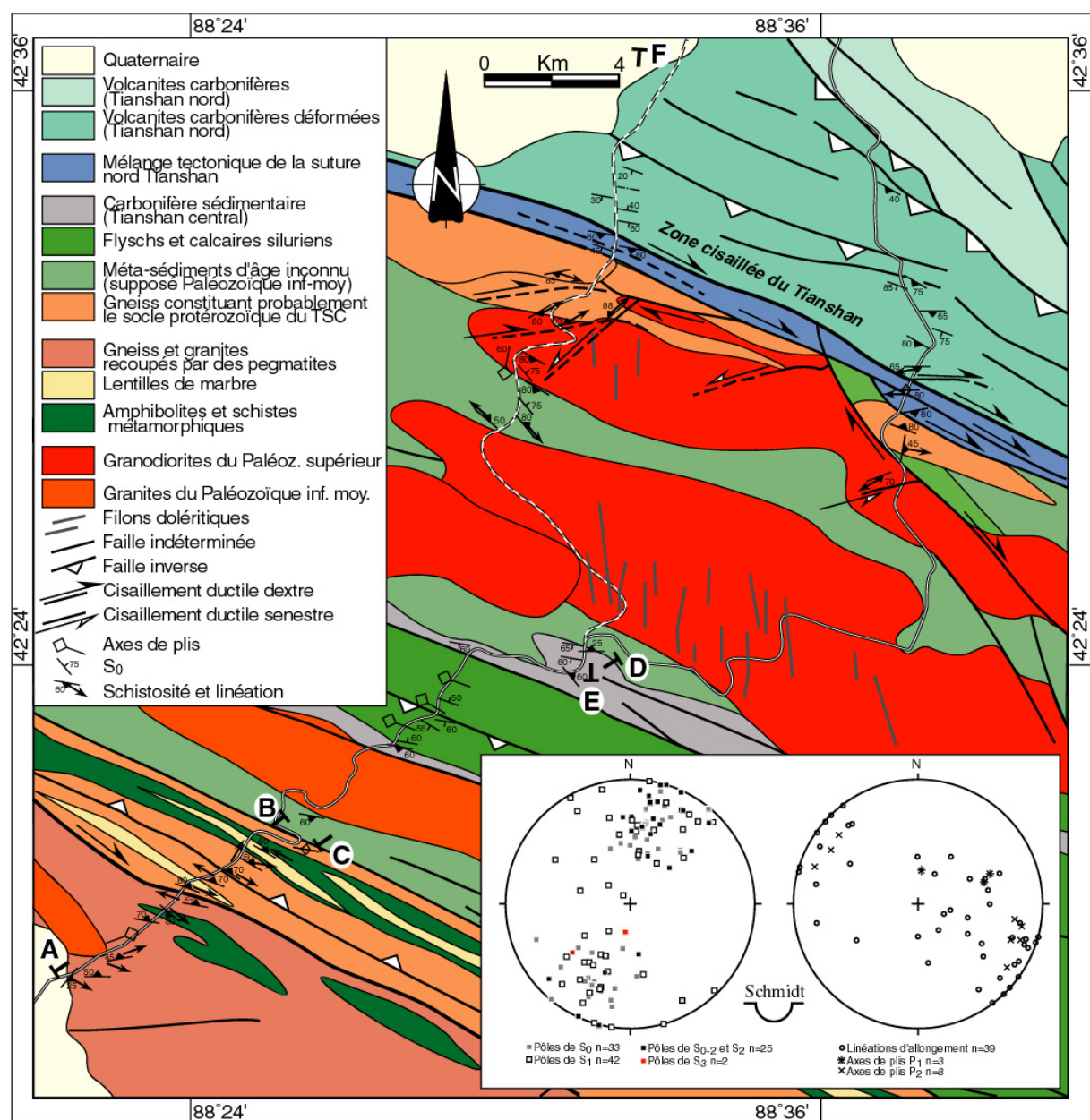
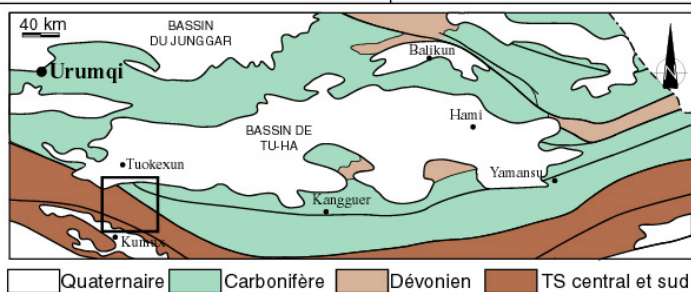


Figure III-1 : Carte géologique et structurale du secteur de Tuokexun-Kumux, partie centrale du Tianshan (modifiée d'après Allen et al., 1992). Localisations des coupes détaillées A-B, C-D et E-F. Stéréogrammes des schistosités, des linéations et des axes de plis.



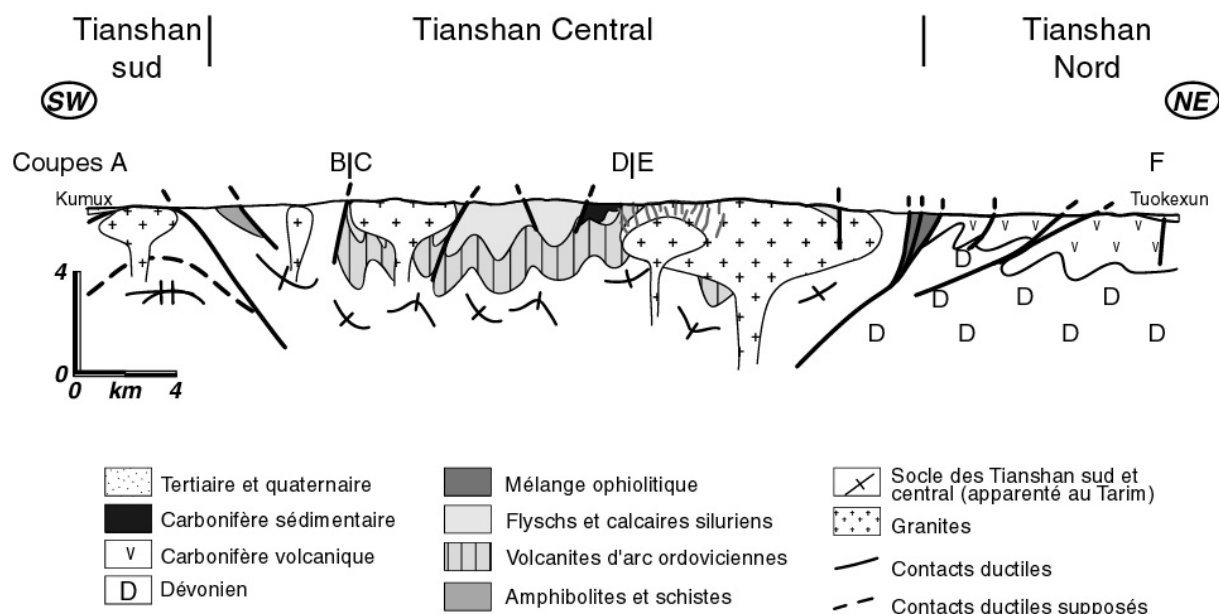


Figure III-2 : Coupe géologique synthétique du secteur de Tuokexun-Kumux (modifiée d'après Laurent-Charvet et al., 2000). Localisations des coupes détaillées A-B, C-D et E-F.

Les orthogneiss, grenus et à grain moyen, contiennent des plagioclases reliques ou recristallisés, du quartz, deux familles de muscovite (une parallèle à la schistosité, l'autre oblique), de la biotite chloritisée, de la chlorite (pennine) et des indices de métasomatisme (quartz et plagioclases) et d'albitisation. Les méta-flyschs schisteux, supposés siluriens (Ma, et al., 1990 ; Ma, et al., 1993), présentent deux lithologies finement litées. La parapsinite contient beaucoup de pistachite, de l'actinote, du quartz et des plagioclases, ainsi que du sphène et des zircons. Le paragneiss associé est quartzo-feldspathique et contient de la biotite chloritisée ainsi que les mêmes minéraux accessoires que la parapsinite.

A l'affleurement, de nombreux critères macroscopiques (objets sigmoïdes et bandes de cisaillement principalement) indiquent un mouvement du compartiment supérieur vers le nord-ouest. Les gneiss et les blocs sont recoupés par un pluton granitique leucocrate à muscovite présentant une foliation discrète N140-66W. Ce granite a été daté entre 334 et 328 Ma par Rb-Sr sur roche totale par Ma et al. (1990).

Au nord-est du granite, l'ensemble gneissique affleure sur environ deux kilomètres. La foliation pend ici vers le NE. Il inclut des blocs qui sont composés d'amphibolites et de marbres (planche 1.b). Les amphibolites sont très riches en biotites dont la teneur atteint 50%. Les amphiboles vertes (hornblende et actinote) représentent 25% de l'échantillon. Ces amphibolites biotitiques ont une structure lépidoblastique et comportent des amas polycristallins sphériques centimétriques de plagioclases (planche 1.c). Ces blocs amphibolitiques peuvent représenter d'anciennes formations basiques en lambeaux dans les formations gneissiques.

Entre les bornes 234 et 233, une zone cisailée, pendant vers le nord de 35-40°, marquerait selon certains auteurs la limite entre le Tianshan sud et le Tianshan central (Ma, et al., 1993 ; Ma, et al., 1990 ; Shu, et al., 1997 ; Shu, et al., 1996). Comme dans tout le Xinjiang, un important travail de datations est toutefois nécessaire pour préciser les âges des différents ensembles gneissiques et localiser précisément les limites entre les unités. Les gneiss mylonitiques, près du contact, sont affectés par une linéation subhorizontale très

marquée dans un couloir décrochant de plusieurs dizaines de mètres de large. L'étude cinématique, détaillée dans la partie II et résumée dans le paragraphe sur l'étude des microstructures, indique un mouvement décrochant dextre.

b) Le Tianshan central

i. Le socle gneissique protérozoïque

Au nord du décrochement cité précédemment, des orthogneiss et paragneiss, réputés d'âge Protérozoïque (Allen, et al., 1992 ; Coleman, 1989 ; Gao, et al., 1998 ; Shu, et al., 1998) constituent le socle du Tianshan central. Ils présentent des faciès plus ou moins micacés et des formations schisteuses et quartzitiques viennent s'y intercaler (figure III-3). Au nord du contact décrochant, une ortholeptynite protérozoïque a une matrice quartzo-feldspathique à grain fin dans laquelle les phénocristaux de plagioclases présentent des marques de surcroissance (soulignées par des petites inclusions de quartz dessinant un ancien contour) et de syneusis. Il y a aussi de la biotite saine et chloritisée, des zircons et de l'apatite. Ce faciès est fréquent au sein de l'ensemble gneissique protérozoïque.

Les gneiss sont par endroit affectés par des zones de cisaillement pluri-métriques où les linéations d'allongement sont associées à des éléments structuraux centimétriques qui indiquent des mouvements dextres, des cisaillements à vergence sud-est et à vergence nord-ouest qui seront étudiés dans le paragraphe sur l'étude des déformations. Comme dans le Tianshan sud, des blocs amphibolitiques sont compris dans les gneiss. Ces amphibolites (TS517) analysées à la microsonde électronique sont constituées de magnésiohornblende et d'actinote automorphe (40%), de biotite (25%) et de plagioclase (20%) (planche 1 ; figure III-4 ; annexe 2). Quelques agrégats de quartz recristallisé et des sphènes sont aussi présents. L'échantillon TS517 a fait l'objet d'une caractérisation géochimique présentée dans le chapitre sur l'étude géochimique. Des blocs de marbres peuvent aussi être observés. Ma et al. (1993) les décrivent comme étant des olistolithes cambriens provenant d'une marge continentale passive carbonatée. Une étude par goniométrie de texture a été menée sur ces marbres afin de caractériser, par l'analyse des orientations préférentielles de réseau de la calcite, les déformations qu'ils ont subies au Paléozoïque.

Les granites intrusifs observés le long de la coupe ont livré des âges d'environ 460 Ma et les gneiss des âges protérozoïques compris entre 830 et 1400 Ma (Che, et al., 1994 ; Ma, et al., 1993). D'autres âges ont été obtenus plus récemment par Hu, et al. (1999) : un granite a révélé un âge de 1013 ± 66 Ma par la méthode U/Pb sur zircon et un orthogneiss un âge de 960 Ma environ par Pb/Pb sur zircon.

Aucune datation n'a été faite sur les blocs schisteux. D'importants filons pegmatitiques recoupent les formations gneissiques et semblent associés aux granites tardifs recoupant le secteur. A la borne 231, dans des amphibolites, une zone cisailée à pendage nord-est, et recoupée par un filon pegmatitique non déformé, indique un mouvement apparent du compartiment supérieur vers le sud-ouest (figure III-5). Les structures observées au contact ne présentent pas de trace d'une déformation ductile et les poissons décimétriques tendent à indiquer un jeu fragile tardif de basse température.

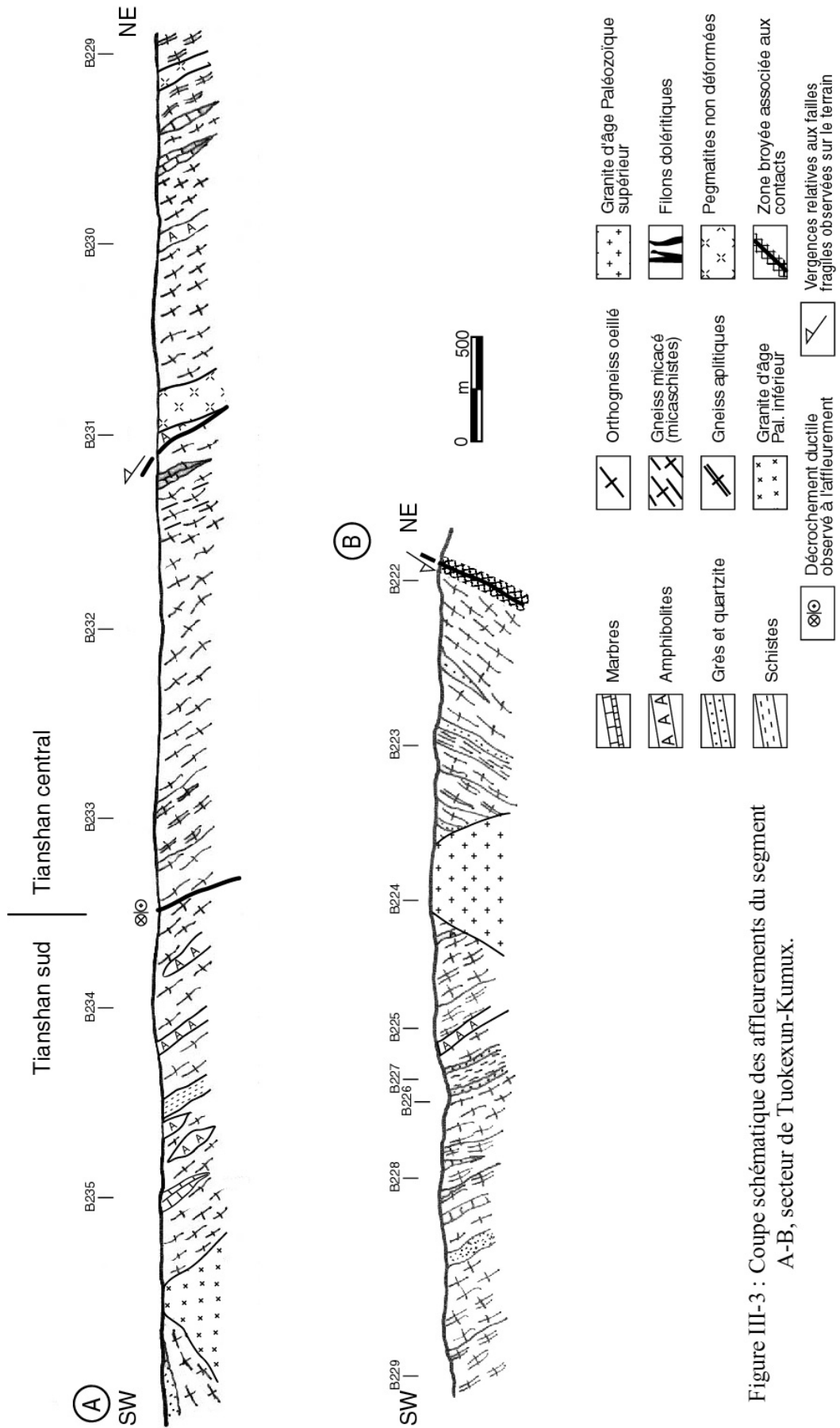


Figure III-3 : Coupe schématique des affleurements du segment A-B, secteur de Tuokexun-Kumux.

Aux environs de la borne 224, un granite dioritique recoupe l'ensemble gneissique. Au nord de ce pluton, la foliation pend de nouveau au sud-ouest d'environ 60°. De nombreux passages de schistes flyschosides, de quartzite et de gneiss fins peu déformés affleurent avant une faille N100-75S (borne 222) mettant en contact les gneiss protérozoïques avec des schistes gréseux supposés ordoviciens (Ma, et al., 1993). Cette faille marque la limite entre les parties sud et nord du Tianshan central, et présente les caractéristiques d'un accident fragile normal (figure III-6). Une zone broyée métrique à brèche non consolidée indique un mouvement récent. Les seules traces d'une déformation ductile antérieure sont les linéations observées dans les roches de part et d'autre de la faille.

ii. Les formations volcano-sédimentaires paléozoïques

Sur la coupe C-D (figure III-7), à partir de la faille (borne 222), une série flyschoside affleure sur 500m environ. Dans ces formations, des andésites ont livré un âge de 477 Ma (Ma, et al., 1993) par la méthode Rb-Sr, une diorite un âge de 460 ± 11 Ma (Yang, 1988) par la même méthode, et des fossiles de l'Ordovicien inférieur ont été trouvés : *Spumellaria* dans des roches siliceuses, *Proneotodus* ? sp., *Balionlodus* cf. *approximatus*, et *Hindeodella* sp. dans des grès (Che, et al., 1994 ; Zhou and Dean, 1996). L'Ordovicien est composé de bancs métriques massifs de grès, de tufs et de roches volcaniques, alternant avec des strates décimétriques à métriques de shales sombres. L'ensemble volcano-sédimentaire pend au sud-ouest et présente une schistosité bien développée parallèle à la S_0 . Les flyschs tufacés sont recoupés par un granite, supposé d'âge Paléozoïque moyen, qui affleure sur un kilomètre et demi. Sur la nouvelle route, des diorites sont intrusives dans les flyschs supposés ordoviciens. Ces diorites sont affectées par une foliation soulignée par l'orientation des enclaves. Elles sont composées de plagioclases (~35%), d'amphiboles en grandes plages millimétriques (~35-40%), de quartz interstitiel et de minéraux accessoires et d'altération (sphènes, micas, épidotes et opaques). Leur chimie est présentée dans le chapitre consacré aux études géochimiques.

Le granite est bordé au nord par une faille à pendage sud-ouest qui le met en contact avec des molasses carbonifères non schistosées. Elles n'affleurent que sur quelques mètres mais de nombreux lithoclastes d'origine granitique semblent indiquer la discordance de ces formations détritiques sur le granite et les flyschs siluriens. Ces derniers, datés par des fossiles (trilobites, brachiopodes, graptolites et gastéropodes) (Che, et al., 1993 ; Che, et al., 1994), affleurent sur environ neuf kilomètres et présentent des faciès variés. Les formations deviennent, vers le haut de la série, des grès fins, puis des shales alternant avec des ardoises charbonneuses, des grès calcaires, des pélites et des bancs calcaires massifs. Après les grès, shales et calcaires du premier kilomètre, la série plissée est composée d'une alternance de bancs décimétriques pélitiques et microgréseux. Les flyschs présentent en plusieurs endroits la séquence sédimentaire A-B-C-D-(E) type de Bouma qui consiste, du bas vers le haut, en : des grès grossiers massifs marqués par un granoclassement important, des grès fins, des lits pélitiques et des shales fortement laminés (planche 2.a). Le niveau type E n'est représenté que rarement par des interbancs marneux centimétriques. Les grès grossiers et les calcaires massifs deviennent de plus en plus fréquents vers le nord. Enfin, des bancs tufacés s'intercalent avec les strates calcaires et gréseuses dans le quart nord de la coupe. Les sédiments siluriens sont largement plissés et les figures sédimentaires indiquent généralement une polarité normale excepté sur quelques flancs inverses de plis. Les figures sédimentaires peuvent être de plusieurs types : séquence de Bouma à l'échelle de l'affleurement, granoclassements dans les formations détritiques et « ripple marks » à la surface de bancs.

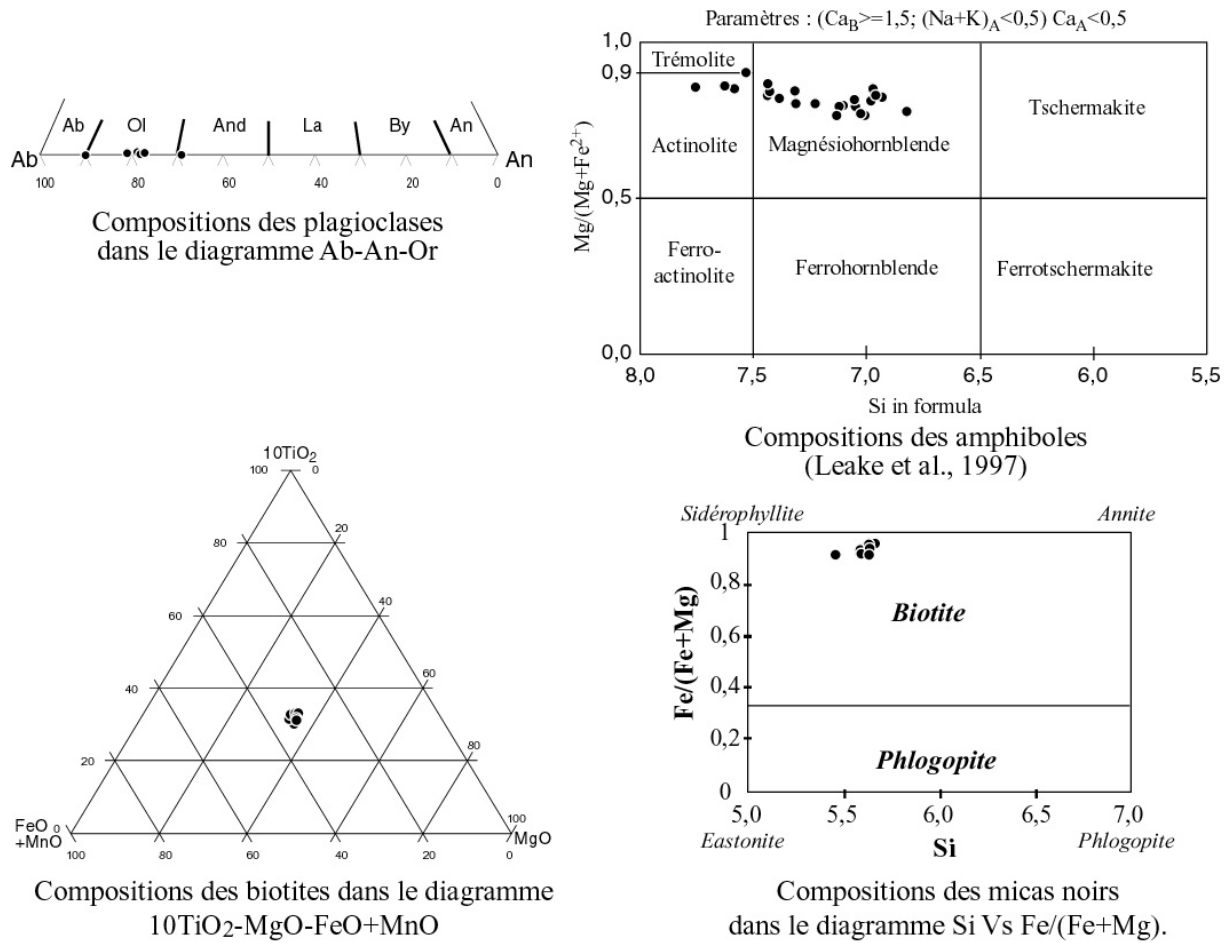


Figure III-4 : Diagrammes des compositions des minéraux principaux de l'amphibolite TS517, bloc dans les orthogneiss du Tianshan central, borne 225, coupe A-B, secteur de Tuokexun-Kumux.

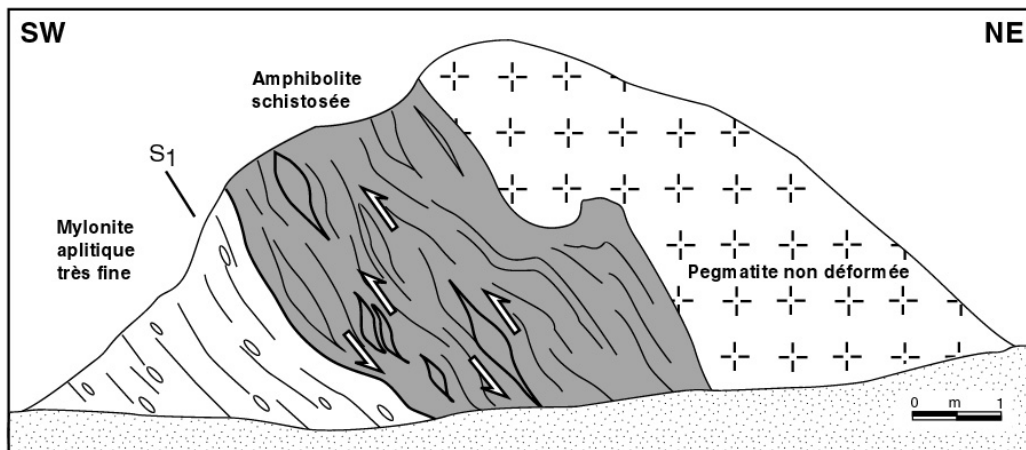


Figure III-5 : Dessin interprétatif d'affleurement de la zone cisailée à vergence sud-ouest dans les amphibolites et les mylonites du Tianshan sud, borne 231, coupe A-B, secteur de Tuokexun-Kumux.

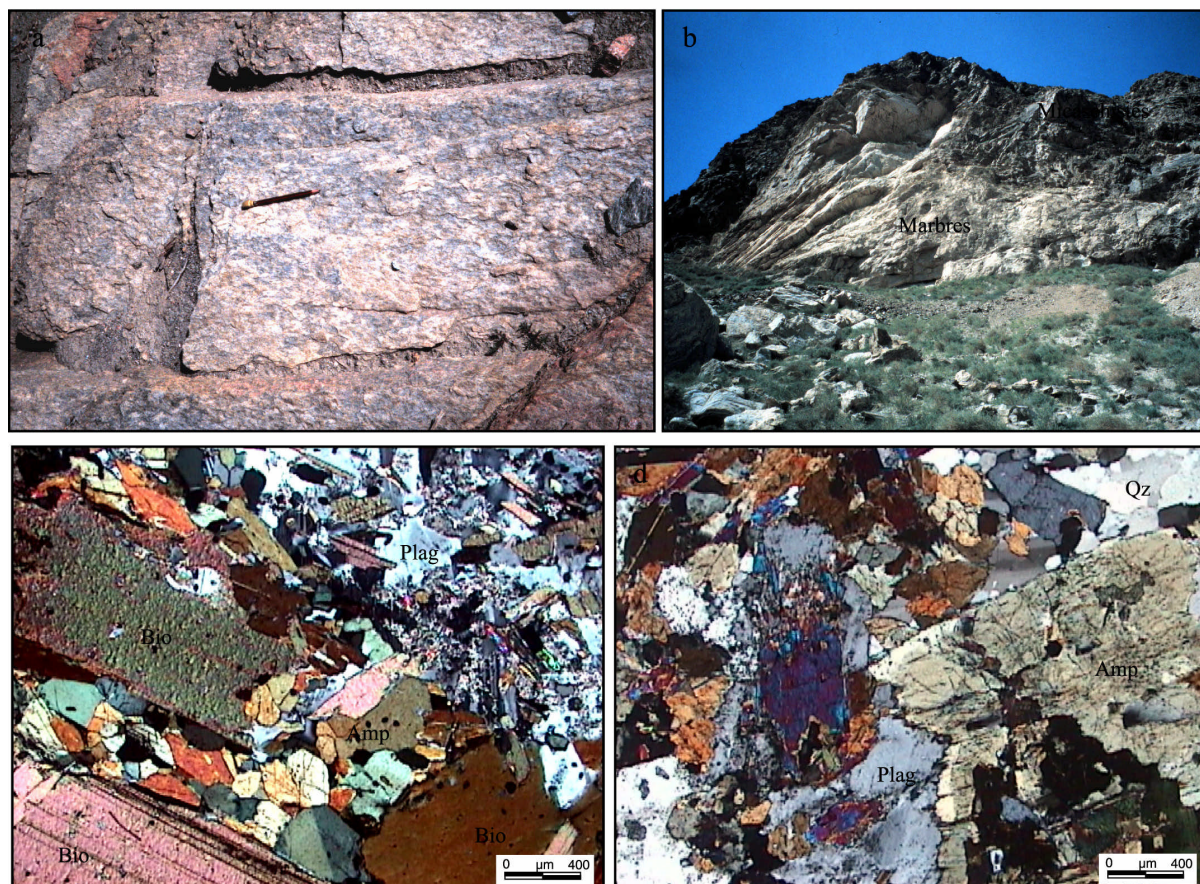
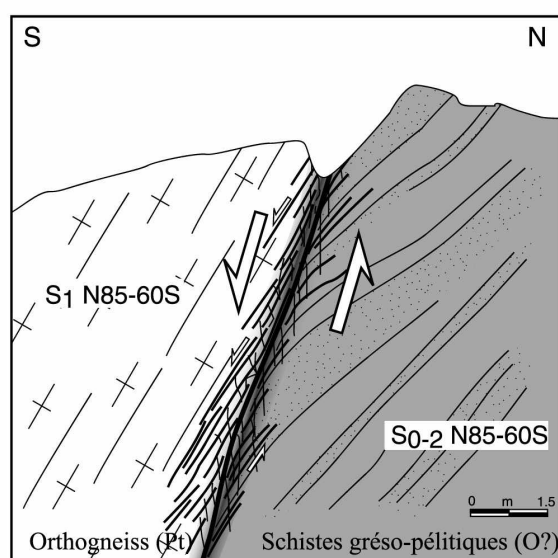


Planche 1 : a) Gneiss mylonitique rose dans le Tianshan sud, S₁ N40-26SE, L_{all} 128SE22, borne 235, coupe A-B ; b) Bloc de marbre dans les micaschistes du Tianshan sud, borne 234, coupe A-B ; c) Microphotographie en LPA de l'amphibolite lépidoblastique TS524, borne 235, coupe A-B ; d) Microphotographie en LPA de l'amphibolite TS517, borne 225, coupe A-B.

Amp : amphiboles ; Qz : quartz ; Bio : biotites ; Plag : plagioclases

Figure III-6 : Dessin de l'affleurement du contact entre les gneiss protérozoïques au sud et les schistes supposés ordoviciens au nord, borne 222, coupe A-B, secteur de Tuokexun-Kumux.

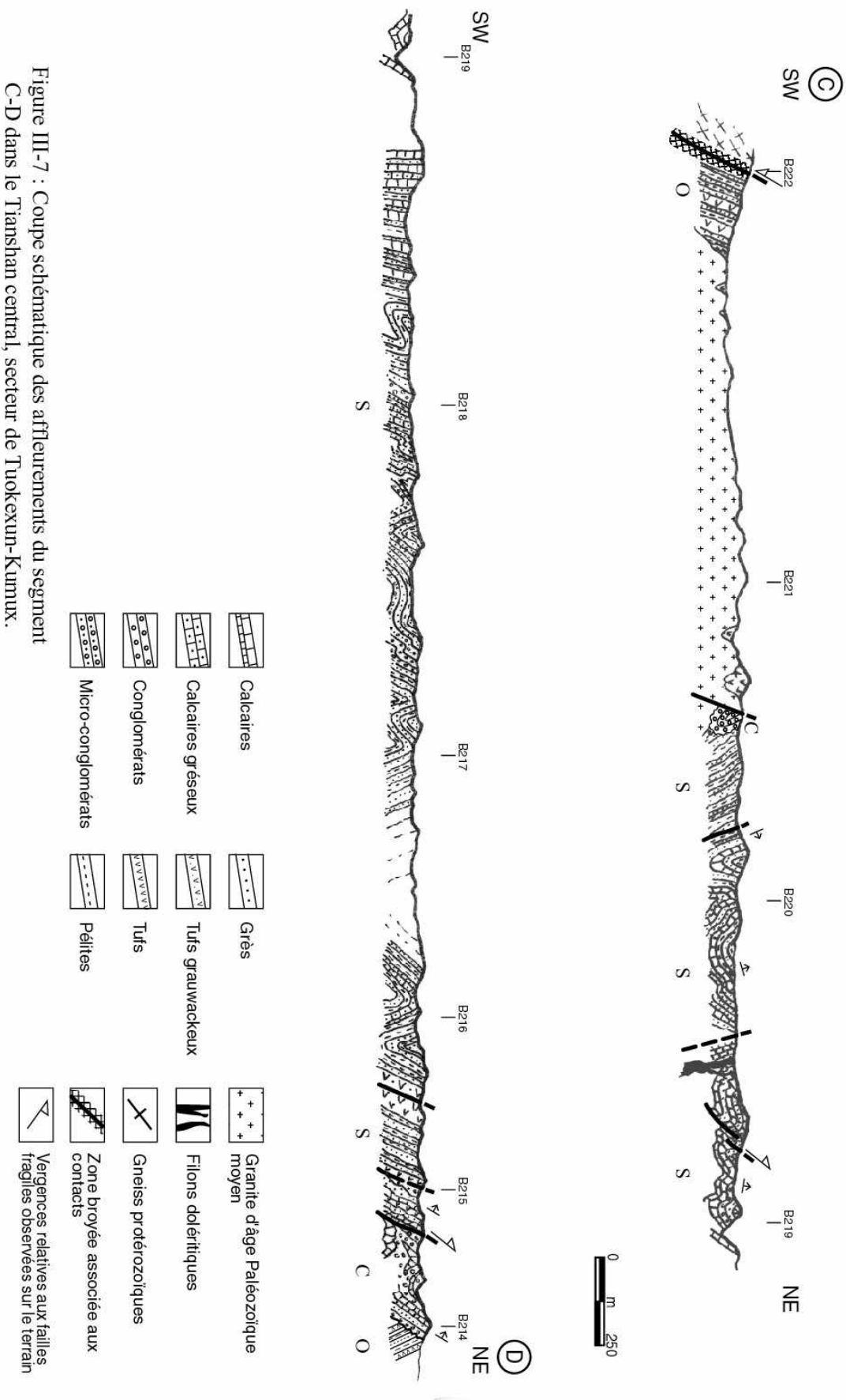


Au nord-est de la borne 216, les formations siluriennes sont affectées par des failles dont les sens de mouvement n'ont pu être déterminés. Après la borne 215, un accident à pendage sud-ouest met en contact le Silurien avec les conglomérats du Carbonifère inférieur. A l'affleurement, ces conglomérats sont composés de galets centimétriques à décimétriques de lithologies variées (basaltes, gabbros, schistes qui ont préservé leur schistosité initiale, granite...). Ils renferment également des blocs pluri-métriques massifs de calcaires gris d'âge Dévonien (Ma, et al., 1993). Les formations détritiques passent progressivement à une couverture de bancs calcaires dont les épaisseurs varient de 5 à 50 cm. Le Carbonifère plissé est parfois affecté par une schistosité plan axial se développant aux charnières des plis droits ou légèrement déversés au nord.

A la borne 214 sur la coupe E-F (figure III-8), les conglomérats calcaires et les molasses carbonifères peu déformés sont discordants sur des formations volcano-sédimentaires, redressées et très schistosees, supposées ordoviciennes (figure III-9). Au niveau de la discordance, les formations sont affectées par une schistosité de fracture tardive très fruste N100-25S. Les tufs et grès supposés ordoviciens présentent également une schistosité sub-parallèle à la S_0 et à pendage vers le nord de 70°. Ces flyschs tufacés sont composés de bancs gréseux (présentant des « ripple marks » aux surfaces de bancs, planche 2.c) et pélitico-tufacés intercalés avec des andésites à pendage sud. Des plis métriques affectent cette séquence mais aucun déversement apparent n'a été observé. La schistosité parallèle à S_0 ne porte pas de linéation et aucune déformation n'est visible en lame mince.

Un pluton granitique, non déformé et recoupé par de nombreux filons doléritiques nord-sud (planche 2.b), traverse les roches volcano-sédimentaires et affleure sur plusieurs kilomètres. Les flyschs présentent les traces d'un métamorphisme de contact sur certains affleurements (planche 2.d). Le granite est cartographié comme étant du Carbonifère (X.B.G.M.R., 1992) mais aucune datation n'a été publiée.

A sa bordure nord, des orthogneiss supposés protérozoïques sont affectés par une foliation N70 environ et à pendage fort vers le nord ou le sud. Ces gneiss montrent des faciès variés dont la texture, la richesse en porphyroclastes feldspathiques et en micas varient de façon importante. Le faciès le plus fréquent est composé de quartz recristallisé et orienté, de phénocristaux de plagioclase et de perthite, de muscovites et biotites parallèles à la foliation et enfin de minéraux accessoires (zircons, épidotes). Les gneiss composent le socle du Tianshan central, considéré comme identique à celui du Tianshan sud (Ma, et al., 1993 ; Shu, et al., 1996 ; Windley, et al., 1990). Ils sont affectés par des couloirs cisailés où ils présentent des textures mylonitiques indiquant des déformations importantes. Les microstructures associées à ces zones déformées indiquent la présence de couloirs étroits décrochants dextres et senestres (détaillés dans la partie II) et de mouvements tangentiels complexes étudiés dans le paragraphe suivant. Les gneiss sont recoupés par un granite tardif (borne 196, coupe E-F sur la figure III-8) apparenté au pluton situé plus au sud. Des filons doléritiques métriques sont ici aussi présents. Enfin, les gneiss sont bordés au nord par un accident subvertical de direction N110. Ce contact marque la limite entre le Tianshan central et la zone de suture nord du Tianshan (planche 4.c).



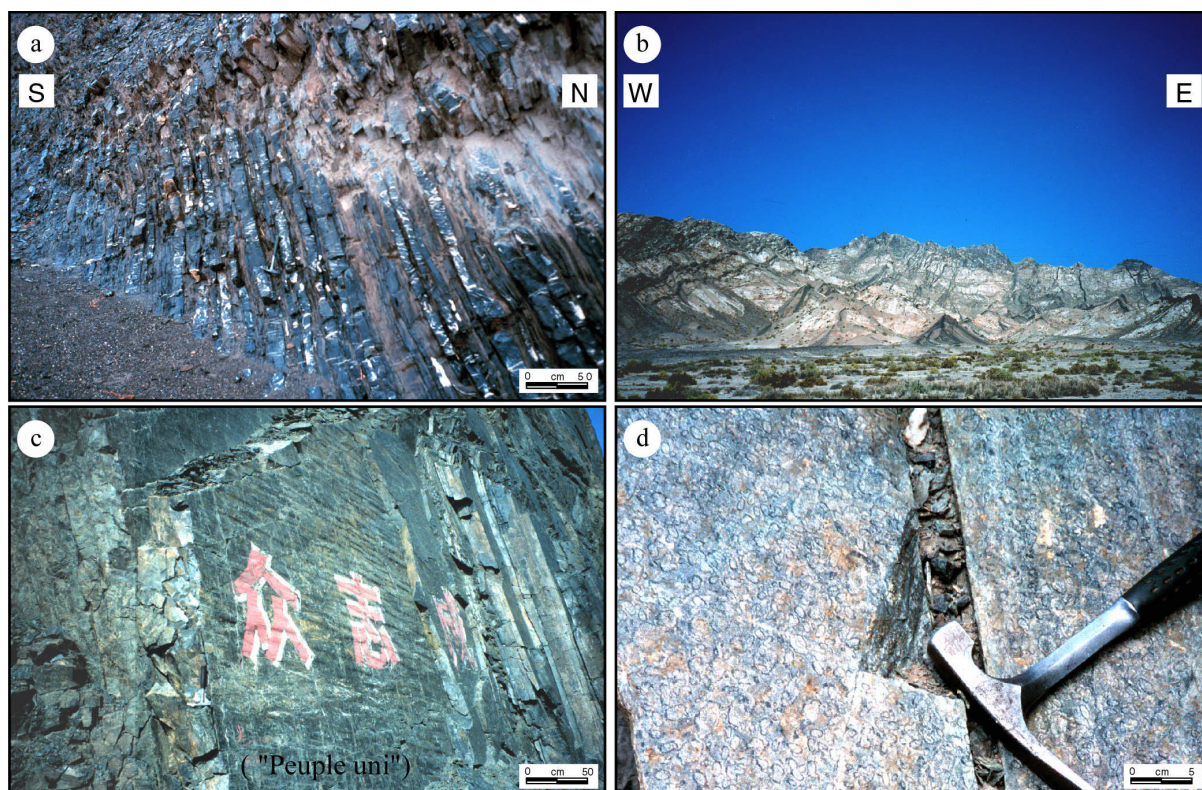


Planche 2 : a) Séquence flyschéoïde de type Bouma dans les formations siluriennes, S₀ N115-80NE, le haut de la série est au nord, Tianshan central, borne 220, coupe C-D ; b) Granite du Paléozoïque supérieur recoupé par des essaims doléritiques dans le Tianshan central, borne 211, coupe E-F ; c) Bacs grésio-tufacés dans les flyschs du Paléozoïque inférieur, présence de ripple-marks à la surface des bancs, S₀-2 N125-80SW, Tianshan central, borne 205, coupe E-F ; d) Banc grésio-pélitique dans les flyschs du Paléozoïque inférieur présentant les traces d'un métamorphisme de contact, Tianshan central, borne 202, coupe E-F.

c) La suture nord Tianshan et le Tianshan nord

La bordure nord du Tianshan central est caractérisée par un accident subvertical N110. Présentant les traces d'un jeu fragile récent, il est néanmoins souligné par une verticalisation de la foliation et par une linéation d'allongement horizontale développée dans les gneiss. Une zone de mélange très déformée et constituée de deux unités affleure entre les bornes 195 et 192 (figure III-8). Ces unités sont également affectées, près des contacts, par une schistosité verticale et une linéation horizontale. Ces dernières semblent être les traces de la déformation décrochante régionale qui est particulièrement bien exprimée le long du mélange.

L'unité chevauchée par les gneiss est composée d'une série grésio-pélitique schisteuse affectée par une schistosité sub-parallèle à la stratification. Sa lithologie rappelle les flyschs ordovico-siluriens observés plus au sud. Cette unité est structurée en une écaille d'un kilomètre de large et bordée par deux accidents à pendage sud. Le contact nord est subvertical et fait chevaucher l'unité grésio-pélitique sur un mélange à matrice tufacée et gréseuse (planche 3.a). Il contient des blocs très déformés de roches basiques et ultrabasiques fortement altérées ainsi que des blocs de cherts. Des gabbros doléritiques à texture subophitique sont composés de plagioclases zonés sains à cœur de composition An₆₀ et à bordure

An₄₀, et d'amphiboles (magnésiohornblende et actinote) provenant probablement de l'ouralitisaiton d'anciens pyroxènes (figure III-10 ; planche 3.b ; échantillon TS37, annexe 2). Il s'y trouve aussi des minéraux accessoires tels que de l'épidote (clinozoï site), du quartz, des chlorites, du sphène et de l'ilménite (annexe 2). Les blocs peuvent aussi être composés de gabbros entièrement recristallisés, de serpentinites, de cherts verts, de microgrès fins et de méta-tufs. La déformation affectant ce mélange est caractérisée par une schistosité à pendage sud-ouest portant une linéation, rarement observée, plongeant au N230-N250. Seules les roches proches des contacts portent les marques de la déformation décrochante citée précédemment. A la « base » du mélange, des conglomérats et des grès sont affectés par une bréchification intense non suivie de cimentation. Au contact avec les formations volcaniques carbonifères du Tianshan nord, la zone broyée comporte des poissons, de type fragile, qui indiquent un mouvement du compartiment supérieur vers le nord (planche 4.d).

Les formations volcaniques carbonifères du Tianshan nord affleurent dans cette zone sur cinq kilomètres environ. Au contact avec le mélange, elles sont déformées par la phase décrochante. Des tufs acides carbonifères sont composés d'une matrice quartzeuse recristallisée à grain très fin, de clastes de feldspaths (plagioclases et alcalins), ainsi que de biotites (parallèles à la schistosité) et de rares grenats primaires. Dans le reste du Tianshan nord, les séries volcano-sédimentaires carbonifères sont composées d'une alternance d'andésites porphyriques et de basaltes en bancs métriques à pluri-métriques massifs avec des interbancs tufacés décimétriques à métriques (planche 3.c). De nombreux plis hectométriques affectent les volcanites et des failles inverses à pendage sud font se chevaucher les formations (figure III-11). A la fin de la coupe, les formations volcaniques carbonifères sont recouvertes par la couverture détritique mésozoïque du bassin de Tu-Ha (planche 3.d). Le Tertiaire gréseux observé quelques kilomètres avant Tuokexun est plissé (planche 3.e).

2) Les structures

a) Schistosités et macrostructures

Dans le secteur de Tuokexun-Kumux, les formations du Tianshan sont affectées par deux principaux types de macrostructures : des accidents, ductiles ou non, et des plis. Plusieurs schistosités, souvent reprises par la phase décrochante tardi-paléozoïque, sont associées à des phases tectoniques mises en évidence par l'étude structurale.

Dans le Tianshan sud et le socle du Tianshan central, deux premières phases sont associées à une déformation ductile importante et au développement d'une schistosité S_1 correspondant à la foliation des gneiss. Nous verrons qu'il est difficile d'attribuer la S_1 à l'une ou l'autre des deux déformations de haute température $D1$ et $D1'$ mises en évidence dans l'analyse microstructurale.

La troisième phase, nommée $D2$, est postérieure au Silurien qu'elle affecte. En raison de ses caractéristiques structurales qui évoluent du nord vers le sud, nous distinguerons deux stades : une déformation ductile chevauchante précoce, $D2^1$, de basse température dans les unités du mélange au nord; un plissement important à déversement nord, $D2^2$, dans les séries ordoviciennes et siluriennes du Tianshan central. Une schistosité S_2 s'est développée de manière pénétrative, sub-parallèle à la stratification, dans l'Ordovicien et le mélange lors de $D2^1$, et en tant que plan axial durant le plissement $D2^2$ dans les flyschs siluriens (figure III-13). $D2$ est peut-être exprimée dans les gneiss des Tianshan sud et central, mais aucune observation n'a permis de l'y mettre en évidence. De même, elle n'a pas été observée dans les formations carbonifères du Tianshan central. Ces dernières ne sont affectées que par une schistosité très fruste, que l'on appellera S_3 , observée au niveau de la discordance angulaire de la borne 214.

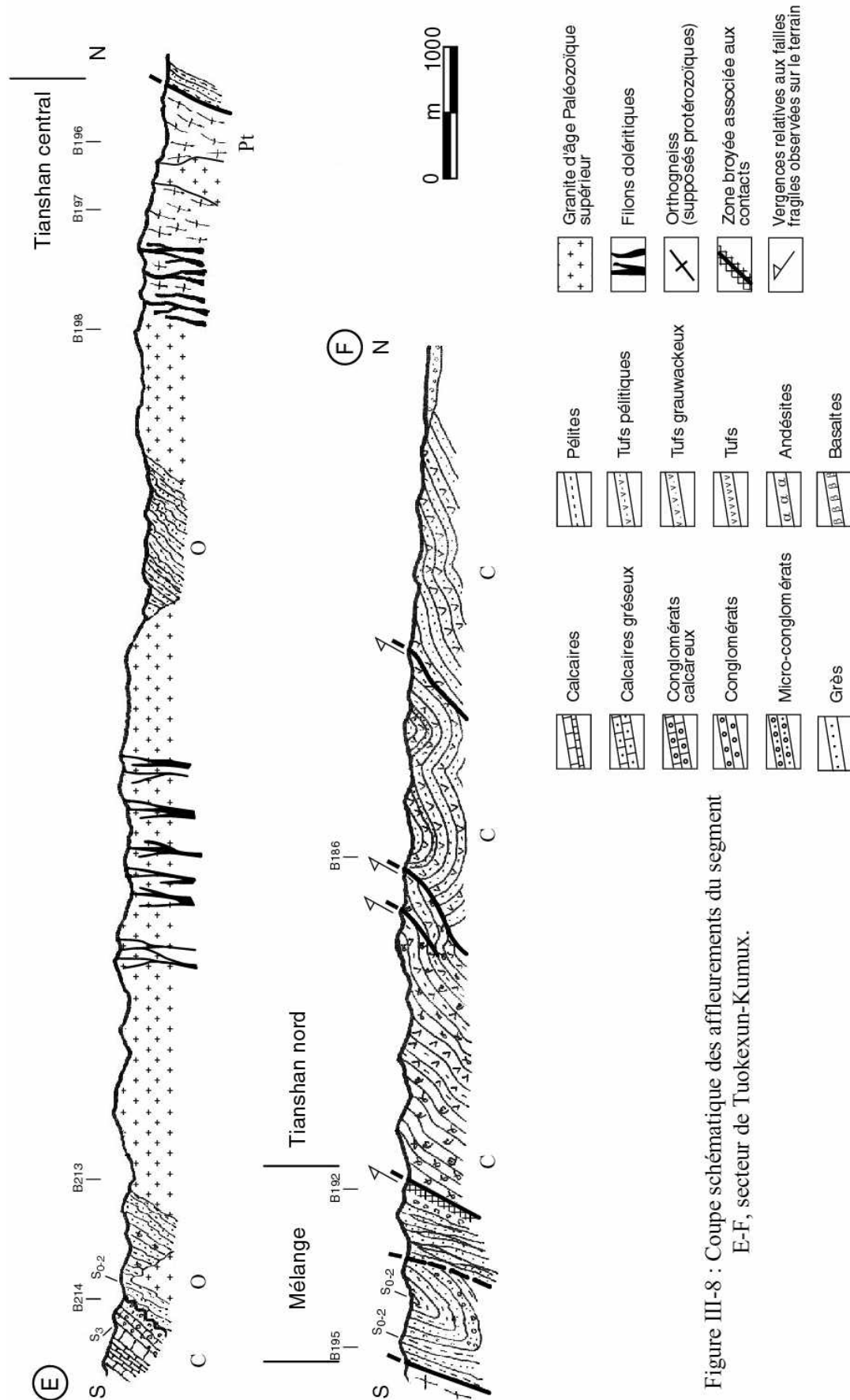


Figure III-8 : Coupe schématique des affleurements du segment E-F, secteur de Tuokexun-Kumux.

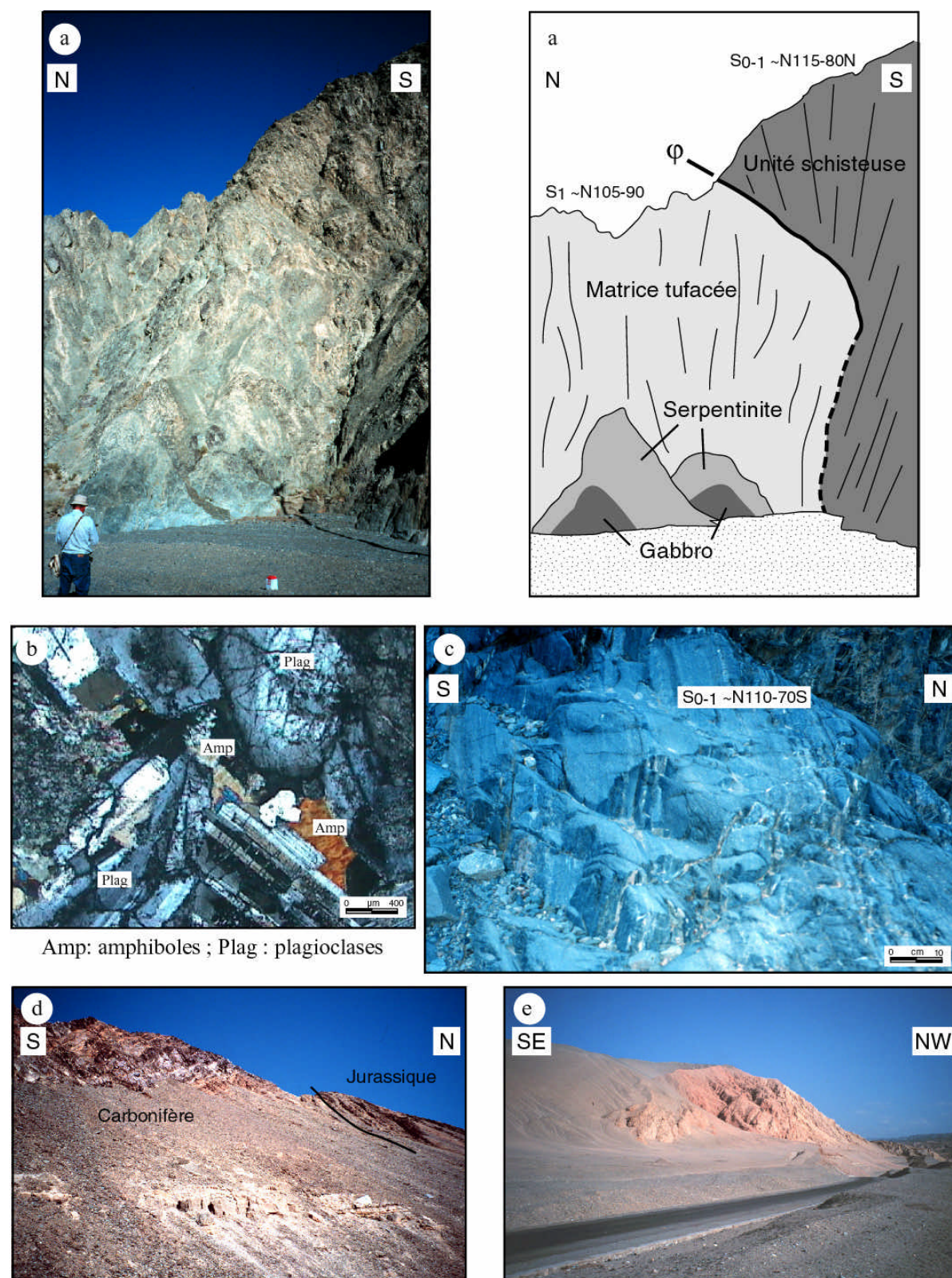


Planche 3 : a) Contact faisant chevaucher l'unité schisteuse sur le mélange à blocs ultrabasiques, suture nord Tianshan, borne 193, coupe E-F ; b) Microphotographie en LPA du gabbro doléritique TS37, bloc dans le mélange, suture nord du Tianshan, borne 193, coupe E-F ; c) Alternance de grès et de tufs dans le Carbonifère du Tianshan nord, borne 190, coupe E-F ; d) Discordance du Jurassique sur les formations carbonifères, limite nord du Tianshan nord, ancienne route ; e) Tertiaire redressé à la bordure du bassin de Tu-Ha, ancienne route.

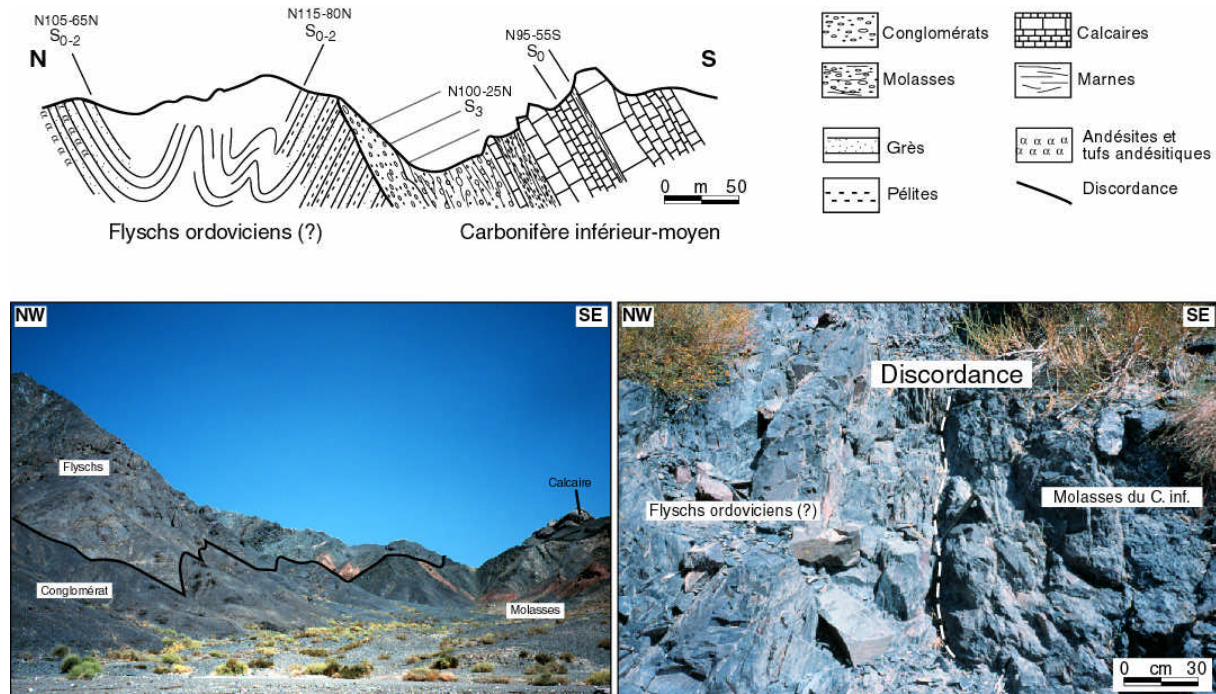


Figure III-9 : Photographies et coupe interprétative de l'affleurement de la discordance du Carbonifère inférieur sédimentaire sur les flyschs ordoviciens, borne 214, coupe C-D, secteur de Tuokexun-Kumux.

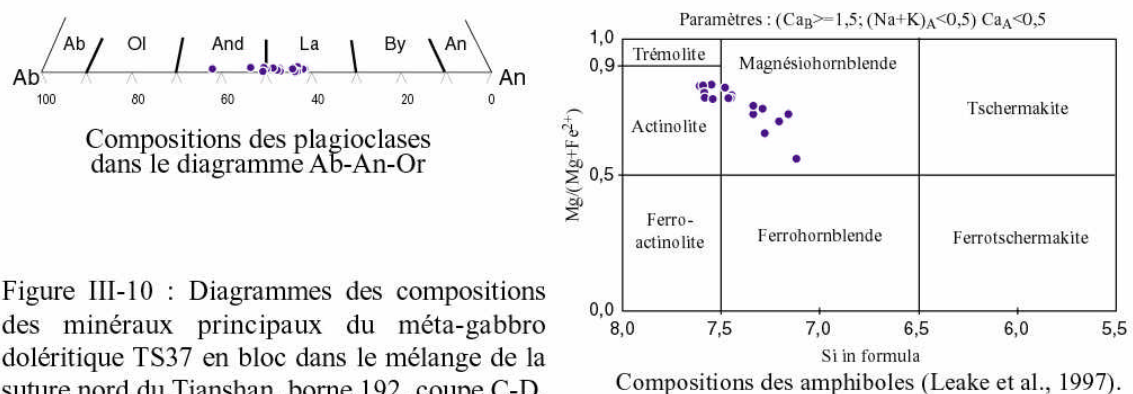


Figure III-10 : Diagrammes des compositions des minéraux principaux du méta-gabbro doléritique TS37 en bloc dans le mélange de la suture nord du Tianshan, borne 192, coupe C-D, secteur de Tuokexun-Kumux.

i. La S_0 , les schistosités et les plis

La S_0 , particulièrement bien conservée dans les séries flyschoi des peu métamorphiques du Silurien et les sédiments et volcanites carbonifères, a une direction moyenne N100. Les pôles des S_0 , reportés dans le stéréogramme de la figure III-13, montrent nettement le plissement important qu'ont subi les formations siluriennes du Tianshan central. Du fait des nombreux plis affectant le secteur, le pendage de la S_0 présente des variations importantes, mais la direction reste constante indiquant soit une seule phase majeure de plissement, soit coaxialité de plusieurs plissements postérieurs au Silurien. Nous verrons que cette dernière hypothèse est la plus vraisemblable.

La schistosité (ou foliation) S_1 est bien développée dans les séries gneissiques des Tianshan sud et central. Sa direction moyenne N100 est parallèle aux principales structures chevauchantes ductiles régionales ainsi qu'aux décrochements majeurs qui ont repris les structures tangentiellles. Elle est représentée dans le Tianshan sud par une foliation gneissique caractérisée par des concentrations importantes en micas ou des rubans quartzeux alternés avec des lits micacés. Elle est parfois plan axial de plis isoclinaux, nommés P_1 , qui affectent les micaschistes protérozoïques du Tianshan central (figure III-12). Les axes de ces plis ont une direction comprise entre le N05 et le N70, perpendiculaire à la direction de la schistosité régionale mais oblique par rapport aux linéations les plus couramment observées qui sont N105.

Dans les formations volcano-sédimentaires du Paléozoï que inférieur, la schistosité observée est sub-parallèle à la S_0 et les minéraux la soulignant indiquent des conditions de température inférieures à celles mises en évidence pour D_1 et D_1' . N'ayant pas été observée dans les gneiss et affectant les séries siluriennes et ordoviciennes, elle s'est probablement développée durant la déformation D_2 et sera appelée S_2 . Quand la S_0 est visible dans la matrice, elle lui est sub-parallèle et constitue donc une S_{0-2} qui montre, aux charnières des plis, des réfractations entre les bancs compétents pélitiques et les bancs non compétents gréseux. La répartition des pôles des S_{0-2} sur le stéréogramme (figure III-14) confirme l'occurrence d'un plissement régional postérieur à la déformation D_2 .

Dans le Silurien flyschoi de, le stade D_2^2 est responsable du développement d'une schistosité plan axial S_2 synchrone avec le plissement P_2 dans un niveau structural supérieur à celui du stade D_2^1 durant lequel l'Ordovicien et le mélange sous-jacents ont été déformés de manière intime. De direction moyenne N105, la S_2 pend globalement au sud-ouest de 70° (figure III-13). Elle n'a pas été observée dans les roches fortement déformées comme les gneiss mais ceci ne signifie pas nécessairement qu'elle n'y existe pas. Dans les flyschs siluriens, peu affectés par les déformations ductiles intimes, la S_2 peut être observée dans les pélites. Les plis associés montrent généralement un déversement nord qui est déterminé grâce aux relations géométriques entre la S_0 , la polarité des strates et la S_2 .

Les axes de plis P_2 , mesurés dans les flyschs siluriens le long de la coupe C-D, présentent des directions N105 et sont sub-horizontaux (figure III-13). Différents types de plis sont observés à l'affleurement : des plis déjetés (planche 4.a et b), des plis droits et des plis-failles.

La S_2 n'a pas été observée dans les formations du Carbonifère du Tianshan central et du Tianshan nord. Seule une schistosité fruste S_3 a été mise en évidence dans les conglomérats carbonifères (figure III-13) et probablement dans les volcanites du Tianshan nord qui sont affectées par une schistosité présentant une géométrie en éventail à la charnière des plis déversés au nord-est. Un accident met en contact l'unité sud, qui présente une schistosité discrète, avec des bancs tufacés peu déformés. Cette faille inverse, qui pend au sud de 55° , est responsable du développement d'un pli en crochon dans le compartiment sud. La schistosité S_3 fruste est localisée à la charnière du pli (figure III-11).

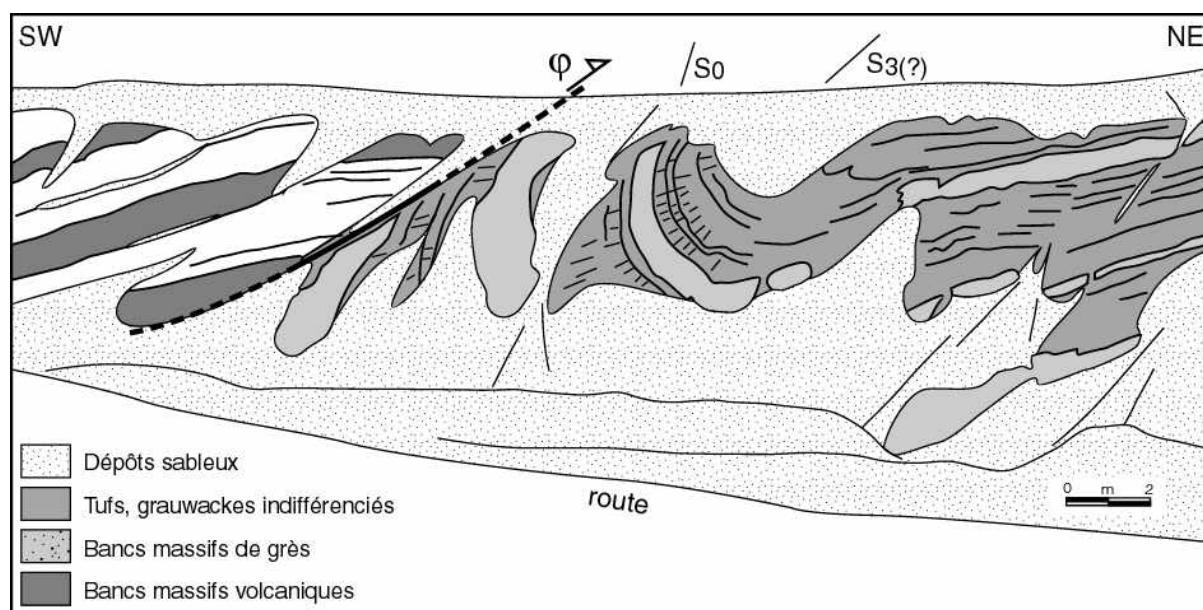


Figure III-11 : Dessin d'affleurement montrant le chevauchement du Carbonifère volcanique déformé sur le Carbonifère peu déformé dans lequel se développe une $S_3(?)$, plan axial du crochon, borne 186, coupe E-F, secteur de Tuokexun-Kumux.

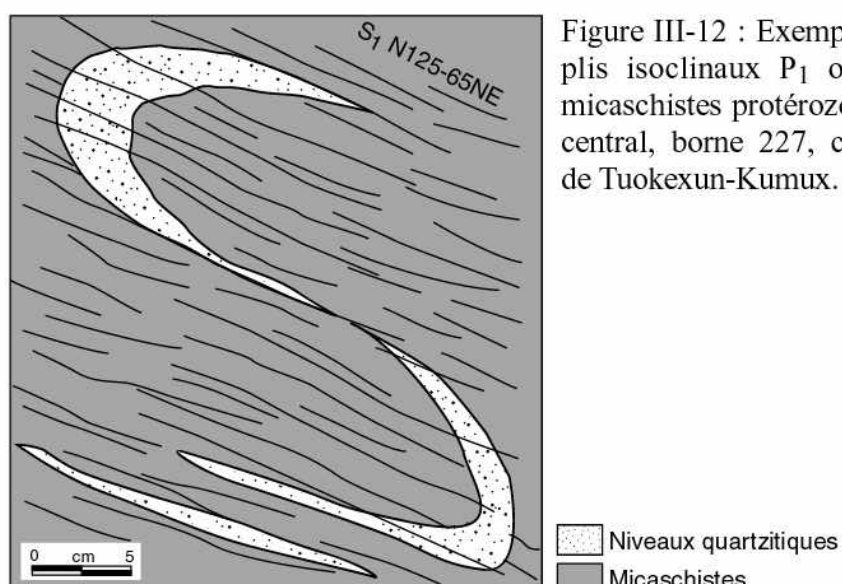
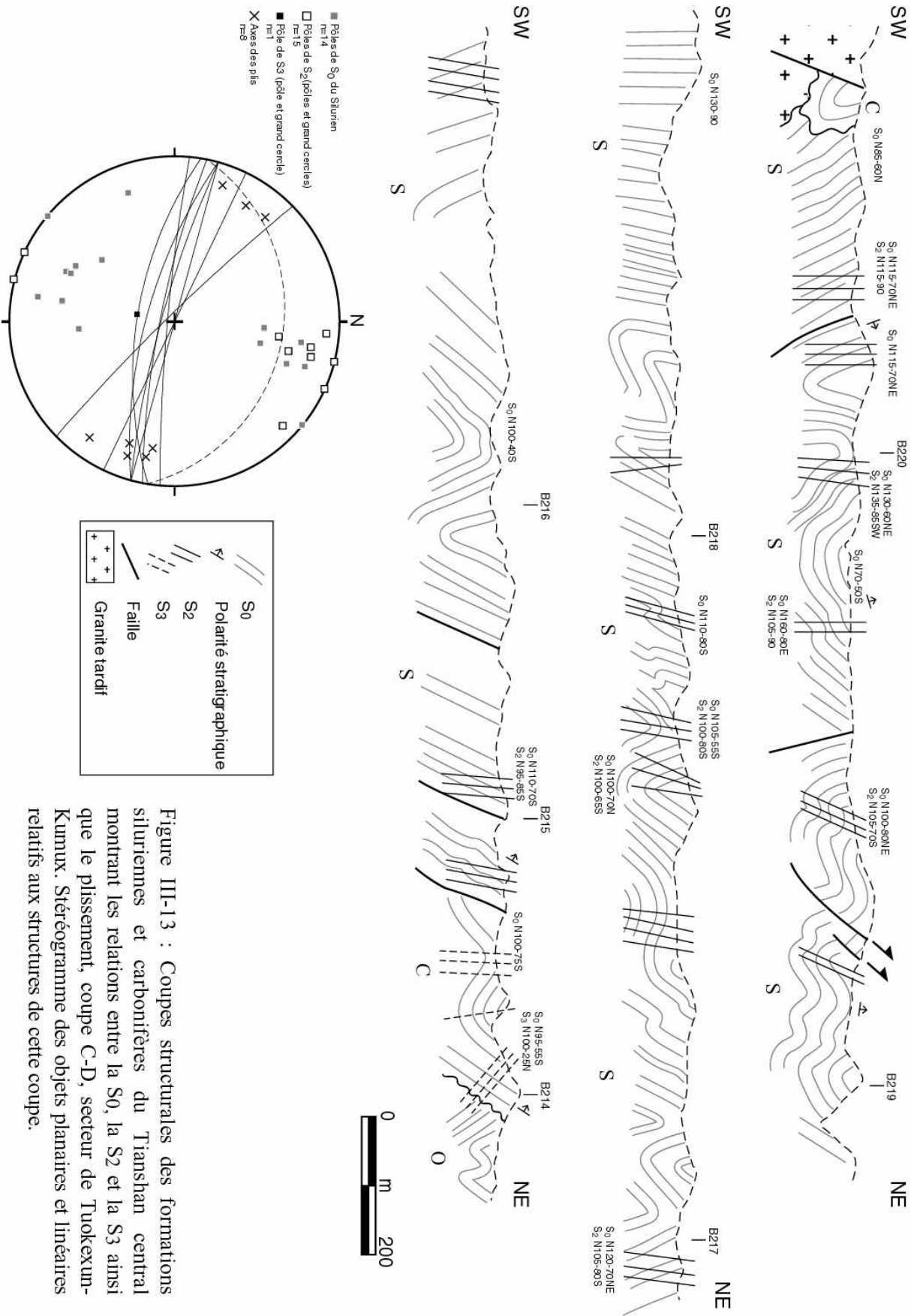


Figure III-12 : Exemple de charnières de plis isoclinaux P_1 observées dans les micaschistes protérozoïques du Tianshan central, borne 227, coupe A-B, secteur de Tuokexun-Kumux.



ii. Les failles

Les contacts anormaux observés dans le secteur de Tuokexun-Kumux présentent des caractéristiques variées suivant les formations qu'ils affectent. De nombreuses failles, à pendage nord ou sud, sont présentes dans tout le secteur, mais c'est dans les formations volcano-sédimentaires qu'elles sont les mieux développées. Dans les gneiss protérozoïques, seules quelques rares failles fragiles ont pu être observées.

Un zone cisailée, observée à la borne 231 de la coupe A-B, est recoupée par des pegmatites non déformées (figure III-5). Le caractère peu pénétratif de la « linéa-strie » N70 observée et les sigmoïdes fragiles présents laissent à penser que cet accident est de type ductile-fragile de moyenne à basse température. Seul le bloc amphibolitique semble affecté par le cisaillement fragile. Le mouvement apparent vers le sud-ouest est indiqué par les formes sigmoïdes des décimétriques développées dans l'amphibolite. Cette faille est interprétée comme tardive par rapport aux déformations ductiles observées dans les gneiss de la zone.

A la borne 222 de la coupe A-B (figure III-3 et figure III-7), une faille normale à pendage sud-ouest met en contact les orthogneiss protérozoïques du Tianshan sud avec les formations flysch des ordoviciennes. Le plan de faille a une direction N105 et pend de 70° vers le sud-ouest. Il n'y a pas de schistosité associée à cette faille. En effet, au contact, les gneiss présentent une foliation N95-58SE alors que les pélites et grès du Tianshan central ont une S₀₋₂ N100-46S. Une zone broyée large de deux à trois mètres souligne le caractère fragile de l'accident. Les poissons décimétriques indiquent un mouvement apparent normal (vers le sud-ouest).

Les formations siluriennes et carbonifères du Tianshan central sont faillées. Certaines failles, à pendage sud, ont délivré un sens de mouvement inverse vers le NE (borne 219, figure III-7). En général, elles ont des directions comprises entre le N80 et le N120 et pendent indifféremment vers le nord ou le sud. Des zones bréchiques d'un mètre de large (au maximum) soulignent les contacts et permettent dans certains cas la détermination d'un sens de mouvement. Malgré la difficulté à déterminer une chronologie de ces accidents, nous pensons que certaines failles à vergence nord sont synchrones de la phase D2² responsable du développement de la S₂ et des plis P₂, globalement déversés au nord. Ceci est confirmé dans le cas où les trois éléments structuraux, faille, S₂ et P₂, sont observés sur le même affleurement comme par exemple à la borne 219 (figure III-13 ; planche 4.a et b).

La zone la plus intensément déformée est la limite entre le Tianshan central et les volcanites carbonifères du Tianshan nord. Dans cette zone, de nombreux cisaillements ductiles affectent les gneiss, le mélange schisteux et l'unité à blocs de la suture. Appelée zone cisailée du Tianshan (Main Tianshan shear zone dans la partie II), elle constitue une limite majeure dans le Tianshan. Trois épisodes tectoniques ont pu y être distingués. Deux phases de déformation ductile ont affecté les formations du mélange et du Tianshan nord. La première phase, le stade D21, n'a été observée que dans le mélange. Elle est associée à une linéation N300 à N70 (dispersion qui peut être due à un plissement tardif) et les critères microscopiques associés indiquent un mouvement du bloc supérieur vers le nord. Une phase décrochante D4, observée dans le mélange, les gneiss et les volcanites carbonifères, s'est superposée aux structures préexistantes et a repris la schistosité initiale le long de zones cisailées étroites. L'étude microstructurale de ces cisaillements a montré le développement de décrochements conjugués dextres et senestres dans un régime régional dextre. L'étude des déformations tangentielles et décrochantes est exposée dans le paragraphe sur les microstructures ainsi que dans la partie II concernant les décrochements régionaux.

Enfin, une phase de déformation fragile a repris les discontinuités crustales préexistantes. Le jeu inverse des failles indique un raccourcissement de l'orogène. Entre les gneiss du Tianshan central et l'unité schisteuse de la suture, borne 195, une zone fortement broyée indique un jeu récent fragile. La zone broyée ne délivre aucun critère permettant la

détermination d'un sens de mouvement (planche 4). L'unité schisteuse de la suture est bordée au nord par un contact ductile repris par une faille fragile, qui la fait passer sur le mélange à blocs. La cinématique de ce jeu tardif n'a pu être déterminée car aucune structure ne délivre de sens de cisaillement dans l'étroite zone broyée. La géométrie du contact et la déformation régionale laissent penser que l'unité sud chevauche le mélange vers le nord (planche 3.a).

Le contact observé borne 192 entre le mélange à blocs de la suture et les formations carbonifères du Tianshan nord a un pendage sud et montre à l'affleurement des critères indiquant un mouvement inverse (figure III-8). Par exemple, des plans de cisaillement centimétriques montrent un déplacement du bloc sud vers le nord-est (planche 4.d). Comme pour le contact de la borne 195, une zone bréchique métrique souligne la faille et une schistosité subverticale est présente de part et d'autre. Cette faille inverse semble avoir repris une zone de cisaillement ductile décrochante (marquée par la déformation intime dextre des roches de part et d'autre de la faille).

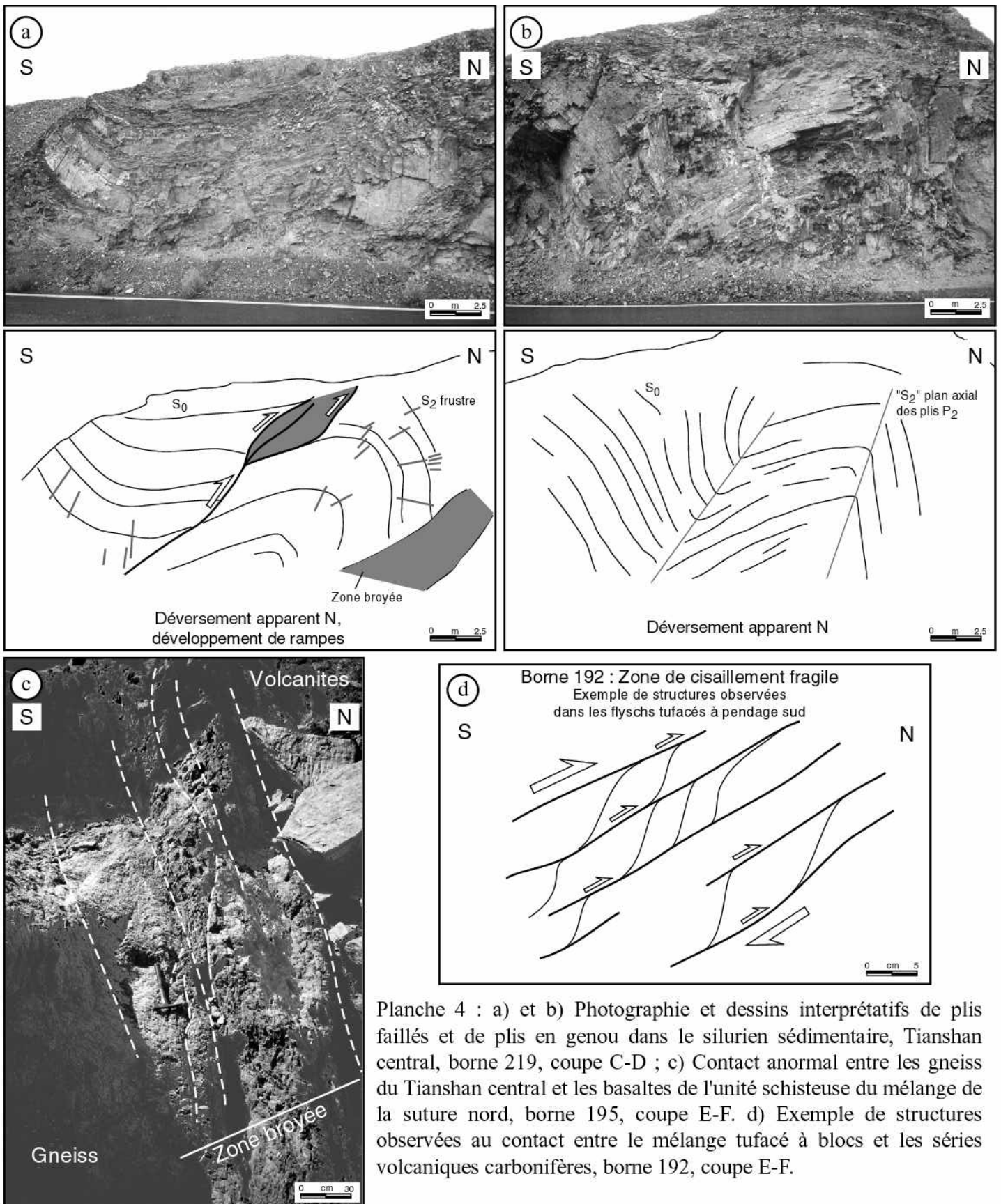
Les accidents développés dans les volcanites du Tianshan nord pendent au sud. Ces accidents sont fréquemment associés au développement des plis et à une schistosité plan axial. Il est possible de supposer que ces plis et la schistosité fruste qui leur est associée sont issus de la phase de déformation D3, postérieure au Carbonifère. Toutefois, la région ayant été affectée par des déformations tardives méso-cénozoïques, il n'est pas exclu que ces plis et accidents soient tardifs. La figure III-11 montre les relations structurales entre chevauchement, plis et schistosité fruste dans les formations volcano-sédimentaires carbonifères. Des plis en genou, des plis déjetés et des rampes hectométriques, du même type que ceux observés dans le Tianshan central (planche 4.a et b), se sont développés durant cette déformation dans le Tianshan nord. L'étude de l'arc volcanique de Bogeda dans la quatrième partie montrera, effectivement, que le plissement et les rampes ont permis l'accommodation d'un raccourcissement régional dans le pourtour du bassin de Tu-Ha.

b) Microstructures

Quatre épisodes de déformation seront distingués dans ce paragraphe (figure III-14). Les deux premières phases tangentielles n'ont été observées que dans les gneiss des Tianshan sud et central : la première a une vergence SE, D1, et l'autre une vergence NW, D1'. Une phase à vergence nord de moyenne à basse température, le stade D2¹, affecte la bordure nord du Tianshan central et les formations du mélange. Le stade D2² n'est responsable que du plissement des formations siluriennes. Le secteur a ensuite subi un second plissement, relatif à D3, observé dans le Carbonifère mais aucun cisaillement ne lui est associé. Enfin, une déformation décrochante D4 est localisée le long des grandes discontinuités crustales entre les Tianshan sud et central et le long de la suture nord (MTSZ).

Les linéations d'allongement portées par la foliation dans les gneiss présentent deux attitudes (figure III-14). La première de direction N115 à N120 est très bien exprimée. Observées sur les schistosités S₁ dont les directions varient de N40 à N125, ces linéations ont des pendages faibles vers le nord-ouest ou le sud-est. Quelques unes présentent des pendages plus importants mais ont une direction toujours N110.

Dans la zone de suture, les linéations portées par la S₂ délimitent un maximum beaucoup plus diffus se situant entre les directions N05 et N90 avec un pendage variable. L'importance de la phase de déformation décrochante qui a affecté la région peut expliquer l'attitude assez constante des schistosités S₁ et S₂ et des linéations près des contacts majeurs. Toutefois, l'étude microscopique permet la distinction cinématique et thermique des trois phases de déformation antérieures dont les traces sont préservées.



i. Phases D1 et D1' de haute à moyenne température

Ces phases de déformation ont été étudiées dans le Tianshan sud et dans les gneiss protérozoïques de la limite nord du Tianshan central. Les formations gneissiques (et les blocs) de ces deux zones sont les seules affectées.

Le cisaillement issu de la déformation D1 a été observé dans les Tianshan sud et central. Les gneiss déformés par D1 présentent une foliation S_1 à pendage moyen ($45-70^\circ$) vers le NE et la linéation plonge vers l'ESE ou le NNW. Les éléments structuraux associés indiquent un mouvement du compartiment supérieur vers le N105 (figure III-15(a) et (b)). Ces marqueurs sont principalement des bandes de cisaillement soulignées par de la biotite et affectant des rubans de quartz recristallisé, ou encore des phénocristaux de feldspaths à queues de biotite (planche 5.a et b). Ces bandes de cisaillement ont été observées à l'affleurement où elles sont centimétriques (planche 5.e). La texture du quartz montre des figures de migration de joints de grains et de nucléation (planche 5.c et d). Ceci tend à indiquer des conditions de haute température ($>500^\circ\text{C}$) (Passchier and Trouw, 1996) associées à une recristallisation dynamique. Cette déformation reste cependant discrète et peu d'affleurements ont livré des échantillons affectés par celle-ci.

La déformation D1' est beaucoup mieux préservée. Un grand nombre de gneiss présentent des microstructures indiquant un cisaillement vers le N300 environ (figure III-14). Les gneiss déformés par D1' n'affleurent que dans le moitié sud du Tianshan, aucune trace de D1' n'a été trouvée au nord du Tianshan central. La linéation issue de cette déformation ne peut pas être distinguée nettement de celle de D1, tout comme la schistosité S_1 .

Seuls quelques orthogneiss sont affectés par une schistosité N45-26SE avec une linéation plongeant au sud-est (figure III-15(d)). D'autres gneiss présentent une foliation à pendage faible vers le NE portant une linéation plongeant de 20° vers l'ESE (figure III-15(e)). Les critères en lame mince sont de plusieurs types : des bandes de cisaillement millimétriques développées autour de phénocristaux de quartz ou de feldspaths, des bandes de cisaillement de muscovite recoupant des gneiss fins à rubans de quartz recristallisé, des queues de biotite autour de feldspaths (planche 6). La texture des quartz dans les gneiss et orthogneiss montre le développement de figures de nucléation et de nombreuses migrations de joints de grains (planche 6.e). Comme pour la phase D1, elles sont synonymes d'une recristallisation dynamique dans des conditions de haute température.

Dans un gneiss protérozoïque du Tianshan central, deux déformations ont été mises en évidence. La figure III-15(c) synthétise ces observations : des critères à queues de quartz recristallisé à texture de haute température indiquent un mouvement vers le N300 ; des bandes de cisaillement de biotite chloritisée et recoupant les éléments structuraux antérieurs indiquent une déformation dextre (D4 probablement) tardive et de plus basse température. De même, une fabrique d'axes $\langle c \rangle$ du quartz obtenue dans un gneiss mylonitique indique un mouvement vers le N290, mais les traces d'une déformation postérieure peuvent être observées (figure III-15(f)). Il semblerait qu'une fabrique issue de la phase dextre (D4) se soit superposée à la fabrique relative au cisaillement vers le N290 (D1').

Il est difficile de distinguer chronologiquement les deux déformations D1 et D1'. Aucune évidence de terrain ni contrainte géochronologique ne permet une distinction temporelle de ces deux phases. En effet, le manque de données géochronologiques géographiquement bien localisées empêche la détermination précise des âges des déformations D1 et D1'. Toutefois, les critères relatifs à la phase D1' étant beaucoup mieux préservés que ceux de D1, nous pouvons supposer qu'elle lui est postérieure.

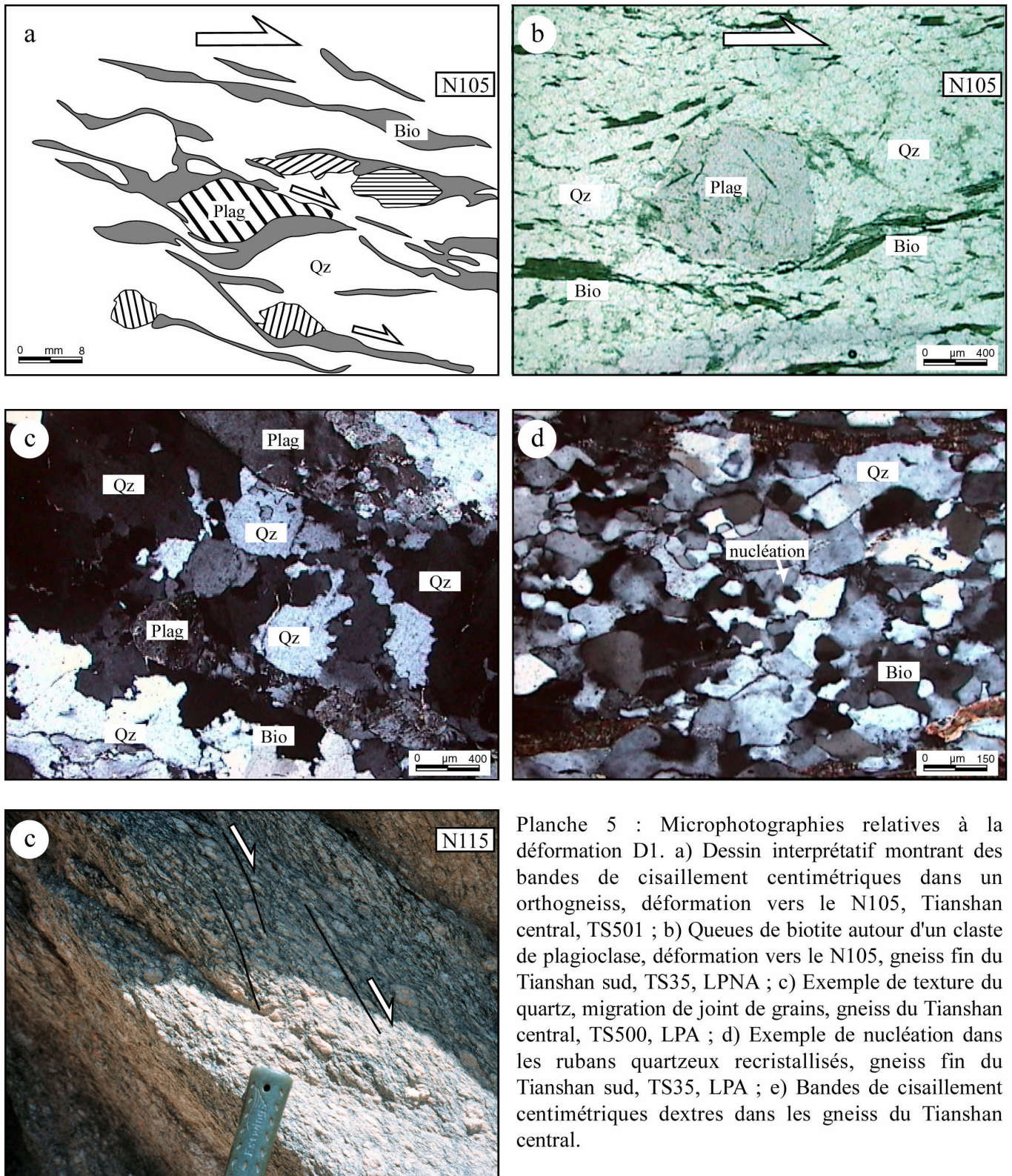


Planche 5 : Microphotographies relatives à la déformation D1. a) Dessin interprétatif montrant des bandes de cisaillement centimétriques dans un orthogneiss, déformation vers le N105, Tianshan central, TS501 ; b) Queues de biotite autour d'un claste de plagioclase, déformation vers le N105, gneiss fin du Tianshan sud, TS35, LPNA ; c) Exemple de texture du quartz, migration de joint de grains, gneiss du Tianshan central, TS500, LPA ; d) Exemple de nucléation dans les rubans quartzeux recristallisés, gneiss fin du Tianshan sud, TS35, LPA ; e) Bandes de cisaillement centimétriques dextres dans les gneiss du Tianshan central.

ii. Le stade D2² à vergence nord de basse température

Cette phase de déformation a déjà été abordée dans la description des schistosités S₂ et des plis P₂. Nous supposons en effet que le plissement (le stade D2²) et les failles décrites pour cette déformation ont été précédées dans la suture du Tianshan nord par un cisaillement (stade D2¹) ayant entraîné la formation d'une linéation N250 sur la schistosité S₀₋₂ (ou appelée S₂ quand la S₀ n'est pas visible ou quand elle est sécante à S₀). Alors que les plis et la S₂ plan axial constituent les traces de D2 dans les niveaux structuraux supérieurs (D2² dans le Silurien par exemple), les écailles du mélange et l'Ordovicien ont subi une déformation de niveau structural inférieur (D2¹), en restant toutefois dans des conditions de basse température.

La linéation N250, observée sur quelques affleurements du mélange, s'apparente à une pseudo-strie. Elle ne semble pas pénétrative macroscopiquement, mais certaines lames minces coupées parallèlement, montrent des critères indiquant un mouvement vers le N70 (figure III-14). La figure III-16 présente des exemples d'observations microscopiques faites dans les formations schisto-gréseuses du mélange. Elles indiquent un mouvement du compartiment supérieur vers le nord-est, dans des conditions de basse température (figure III-16(c) et (d)). Les bandes de cisaillement sont peu développées et s'apparentent à des microfailles fragiles. Dans un tufs gréseux, des plans de cisaillement issus de D2¹ ont été recoupés par des fractures tardives indiquant un mouvement normal « froid » vers le sud-ouest (figure III-16(b)). Cette phase tardive extensive peut être rapprochée du contact normal observé entre les gneiss protérozoïques et les flyschs ordoviciens du Tianshan central (borne 222).

La vergence de D2¹, observée dans les lames minces, est en accord avec le déversement nord des plis associés à D2². Il est ainsi possible d'envisager une même phase de déformation à vergence nord, initiée dans un niveau structural inférieur (stade D2¹) qui évolua ensuite vers une déformation plicative dans un niveau structural supérieur (stade D2²).

Enfin, les traces de D2 ont également été trouvées dans les formations du Tianshan sud (ophiolites de Kumux) comme nous le verrons dans le chapitre 3.

iii. Les décrochements relatifs à D4

Le premier grand décrochement observé est situé entre les bornes 234 et 233. Les gneiss de part et d'autre du contact sont affectés par une foliation N120 portant une linéation d'allongement N115 horizontale (planche 7.a et b). En fait, c'est la schistosité initiale (S₁ dans cette zone) qui a été verticalisée lors du jeu décrochant. Considérée comme la limite entre le Tianshan sud et le Tianshan central, cette zone cisailée est soulignée, sur une cinquantaine de mètres, par une texture mylonitique observée dans les gneiss et schistes du Tianshan sud ainsi que dans les orthogneiss du Tianshan central.

A l'affleurement, les critères centimétriques sont des bandes de cisaillement dextres et des porphyroclastes de feldspaths à queues de biotite et de quartz (planche 7.a). En lame mince, les critères confirment le cisaillement dextre. Un paragneiss présente quelques figures cinématiques qui, grâce aux queues de biotite autour de feldspaths, indiquent un sens dextre (figure III-17(a)). Elles se sont également développées autour de certains phénocristaux de plagioclase dans un orthogneiss. Les queues sont soulignées par de la muscovite et par de la chlorite néoformée ou venant de l'altération des biotites (figure III-17(b)). Ces micas sont souvent associés à du quartz recristallisé montrant des figures de migration de joints de grains et de nucléation. La texture du quartz, qui indique des conditions de haute température, peut être issue des phases de déformation D1 et D1' dont l'étude a révélé des conditions équivalentes de température. Une fabrique d'axes <c> du quartz a pu être mesurée dans une leptynite protérozoïque (figure III-17(c) et partie II). Elle montre un cisaillement dextre mettant en jeu le système de glissement basal <a> (maximum à la périphérie, près de l'axe Z)), caractéristique d'une déformation à basse température.

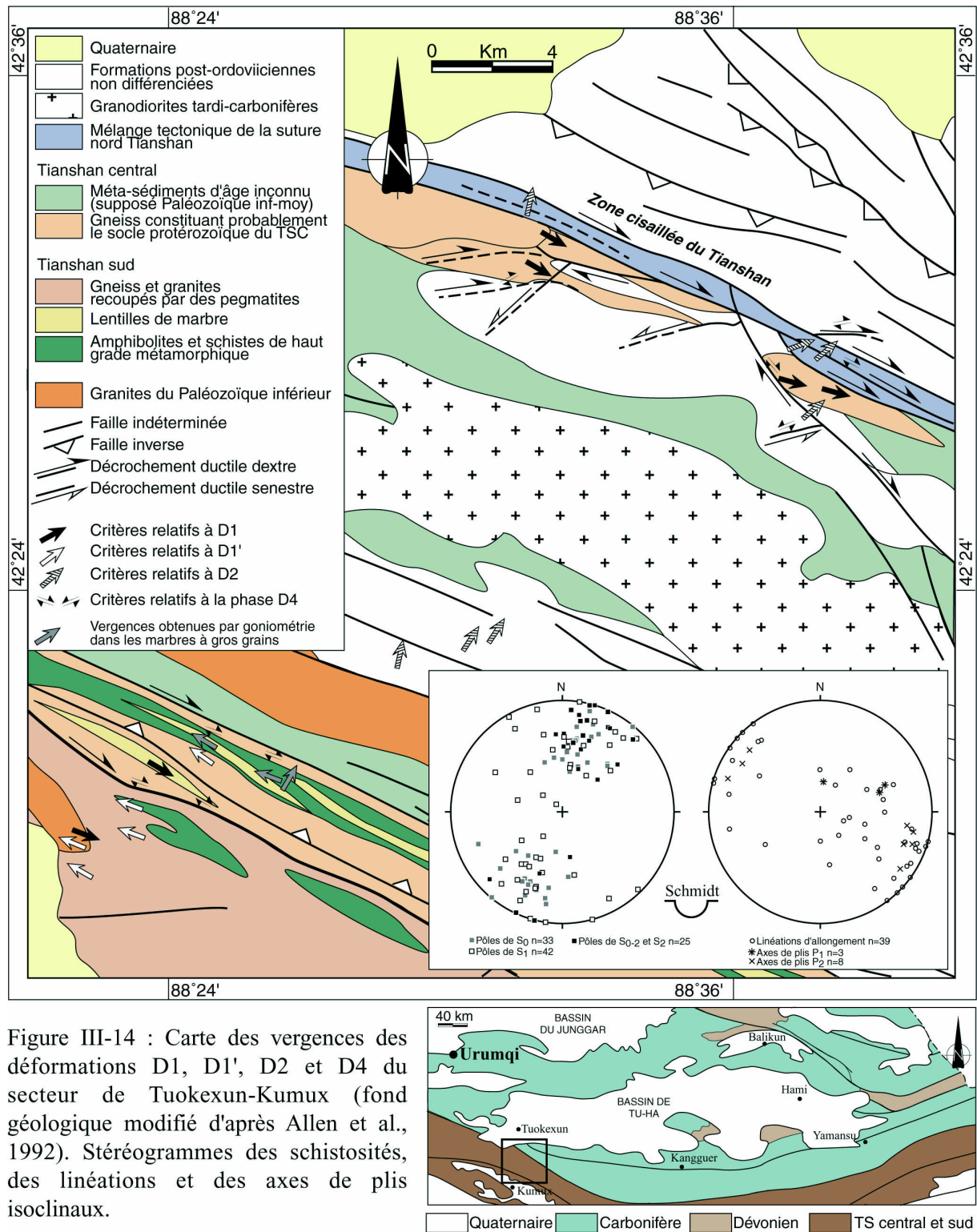


Figure III-14 : Carte des vergences des déformations D1, D1', D2 et D4 du secteur de Tuokexun-Kumux (fond géologique modifié d'après Allen et al., 1992). Stéréogrammes des schistosités, des linéations et des axes de plis isoclinaux.

La grande zone décrochante de la limite Tianshan central-Tianshan nord affecte des tufs volcaniques acides carbonifères du Tianshan nord, des tufs andésitiques siluriens du mélange, des schistes ordoviciens et des gneiss protérozoïques (datés à 826 ± 30 Ma, Rb/Sr sur roche totale (Che et al., 1994)) du Tianshan central. Ces formations présentent une schistosité (S_1 et S_2 confondues et verticalisées) à fort pendage vers le nord et de direction N100-N120 (planche 7.b), portant une linéation horizontale. Au sud de Tuokexun, ce décrochement affecte des gneiss protérozoïques qui présentent une schistosité N70 verticale et une linéation d'allongement subhorizontale.

Les éléments structuraux relatifs à ce décrochement indiquent un mouvement régional dextre. Les tufs carbonifères comportent des clastes de quartz et de feldspaths à queues de quartz recristallisé et de biotites néoformées et héritées d'une ancienne paragenèse. Ces figures dextres sont aussi soulignées par de l'épidote et de rares chlorites. Les gneiss protérozoïques contiennent : des plans de cisaillement visibles en lame mince et soulignés par de la biotite ; des figures asymétriques dextres autour de certains porphyroclastes dont les queues sont remplies de quartz recristallisé et de biotite (planche 7.c) ; des feldspaths plagioclases tronçonnés qui présentent des microfailles synthétiques ou antithétiques et qui sont aussi soulignés par des queues de quartz, biotite et muscovite (figure III-17(d) et planche 7.d). De plus, ces orthogneiss comportent beaucoup de quartz recristallisés qui présentent des traces de nucléation. Cette recristallisation dynamique est aussi soulignée par l'orientation des sous-grains. Comme pour le décrochement sud, cette texture du quartz peut être héritée des déformations antérieures D1 ou D1'.

Des décrochements senestres, de quelques mètres de largeur et de longueur kilométrique, contemporains du grand cisaillement dextre, ont été mis en évidence dans les gneiss de ce secteur. L'analyse d'images satellitaires Landsat TM et les observations de terrain ont permis de cartographier ces accidents. Une étude de terrain plus méticuleuse reste toutefois nécessaire pour valider ces tracés. Formant un angle compris entre 35 et 45° avec les décrochements majeurs dextres, les zones cisailées senestres ont une schistosité oblique par rapport à la schistosité régionale mais les linéations portées par ces dernières sont aussi subhorizontales. Les critères cinématiques présentent les mêmes types de figures mais indiquent un mouvement senestre. L'étude de ces décrochements senestres conjugués est développée dans la partie II.

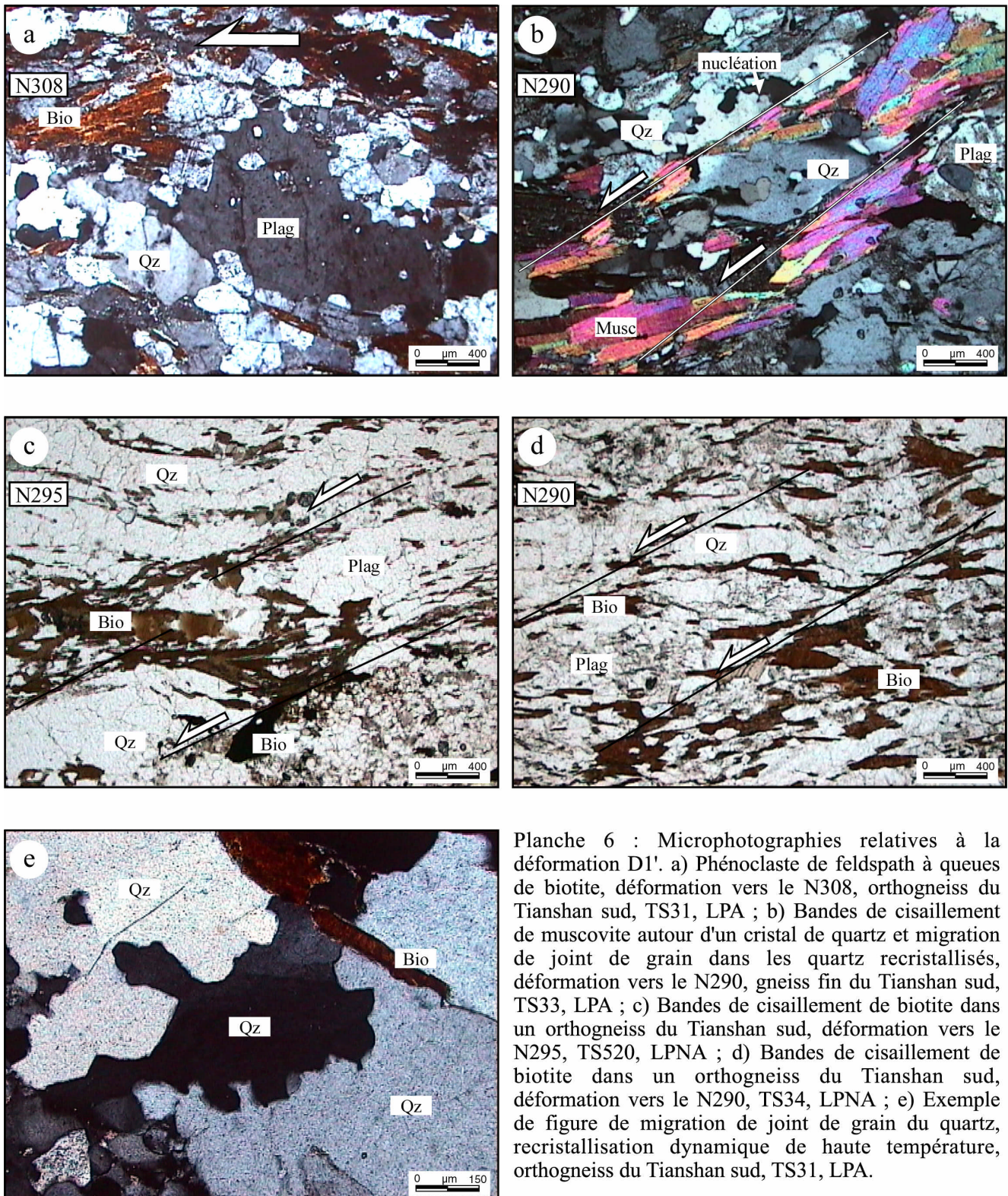
L'interprétation des deux fabriques des axes $\langle c \rangle$ du quartz mesurés dans cette zone indique la mobilisation de système de glissement basal $\langle a \rangle$ correspondant à des basses températures ($< 300^\circ\text{C}$). La cinématique indique, dans une mylonite carbonifère (figure III-17(e)), un mouvement senestre, apparenté aux décrochements senestres conjugués et dans un gneiss protérozoïque, un mouvement dextre (figure III-17(f)). Ces fabriques sont reprises dans la partie II consacrée à l'étude des décrochements.

c) Conclusion sur les structures observées dans le secteur de Tuokexun-Kumux

Alors que les deux plus anciennes phases de déformation, D1 et D1', sont encore mal situées dans l'histoire du Tianshan, les trois plus récentes, D2, D3 et D4, peuvent être contraintes dans le temps grâce aux observations de terrain, à l'étude des structures et aux datations Ar/Ar effectuées.

La partie II de cette thèse présente les âges Ar/Ar obtenus dans le Tianshan pour les décrochements D4. Datés du Permien moyen-supérieur, ces décrochements n'ont été observés que près des grandes discontinuités régionales antérieures et sans doute d'échelle crustale.

L'âge de D3 est contraint par deux principaux faits : elle déforme le Carbonifère dans le Tianshan central et le Tianshan nord (développement de la S_3) ; les formations gréseuses continentales du Permien moyen, discordantes sur le Carbonifère schistosé dans la région de Hami (à l'est du bassin de Tu-Ha) ne semblent pas affectées par cette déformation. D3 a donc probablement eu lieu entre le Carbonifère supérieur et le Permien.



Le phase D2 affecte les formations ordoviciennes et siluriennes du mélange et du Tianshan central, ce qui implique un âge postérieur au Silurien et antérieur au Carbonifère inférieur. Elle présente des caractéristiques structurales permettant la distinction de deux stades, D2¹ et D2², de niveaux structuraux différents. Nous pensons que D2 a été initiée au nord par un cisaillement (D2¹) de basse température qui peut être observé dans les écaïles du mélange de la suture nord. La déformation a ensuite évolué en migrant vers le sud en une déformation plicative (D2²) de niveau structural supérieur comme il a été montré dans les flyschs siluriens qui ne sont que plissés.

Après D4, aucune déformation ductile n'a affecté la région. Des failles normales ont pu être observées dans le secteur de Tuokexun-Kumux et seront considérées comme issues d'une extension tardive. Cette phase extensive a sans doute précédé la phase compressive cénozoïque largement étudiée dans le Xinjiang (e.g. (Allen, et al., 1999 ; Allen, et al., 1994 ; Burchfiel, 1994 ; Burchfiel, et al., 1999 ; Burtman, 2000 ; Molnar and Tapponnier, 1975 ; Tapponnier and Molnar, 1979 ; Windley, et al., 1990).

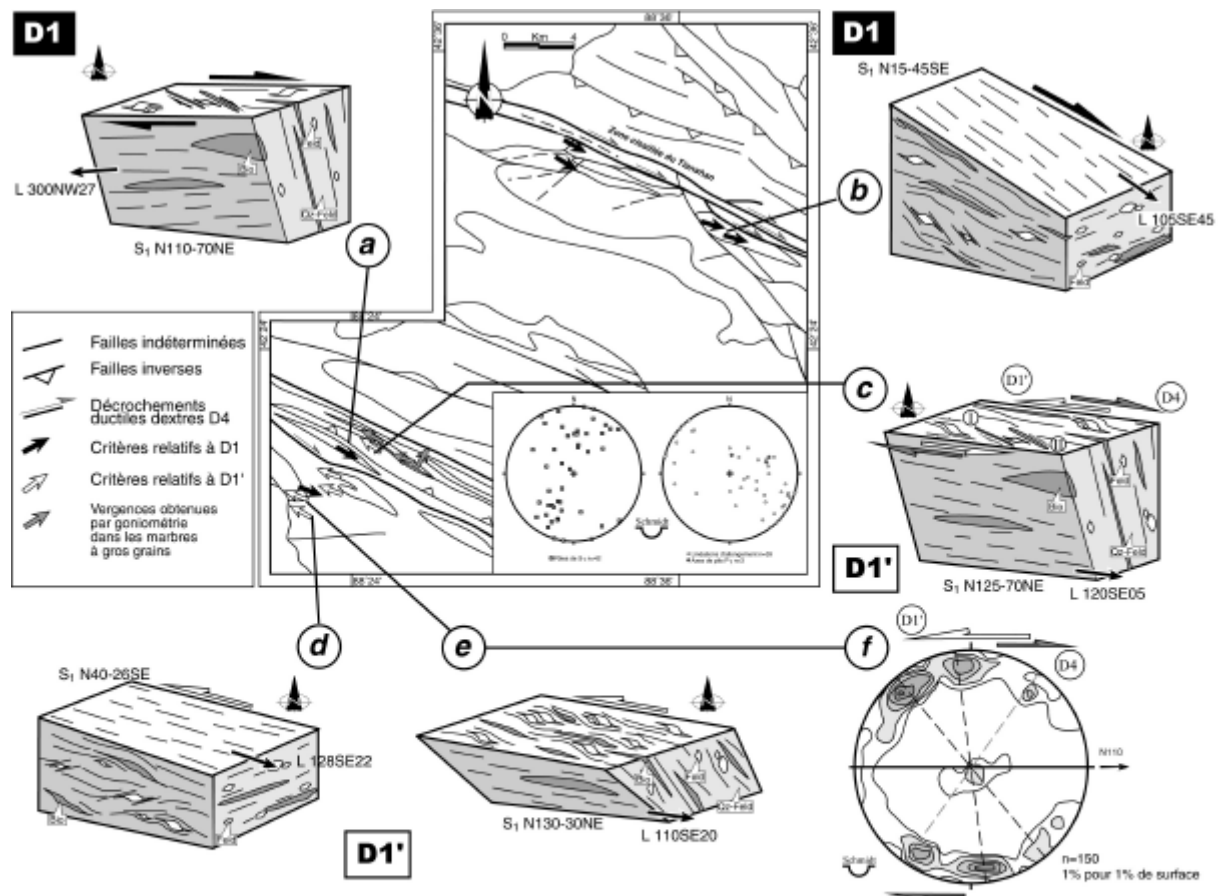


Figure III-15 : Synthèse des observations faites pour les déformations D1 et D1' dans les formations métamorphiques des Tianshan sud et central. a) Gneiss fin à phénocristaux de feldspaths potassiques, D1 ; b) Orthogneiss, D1 ; c) Gneiss à lits micacés, critères relatifs à D1' primaires, shear-bands dextres relatifs à D4 ; d) Gneiss mylonitique, D1' ; e) Gneiss fin mylonitique, D1' ; f) Fabrication d'axes <c> du quartz obtenue dans un gneiss mylonitique, D1' bien exprimée, possibilité d'une deuxième déformation relative à D4 dextre.

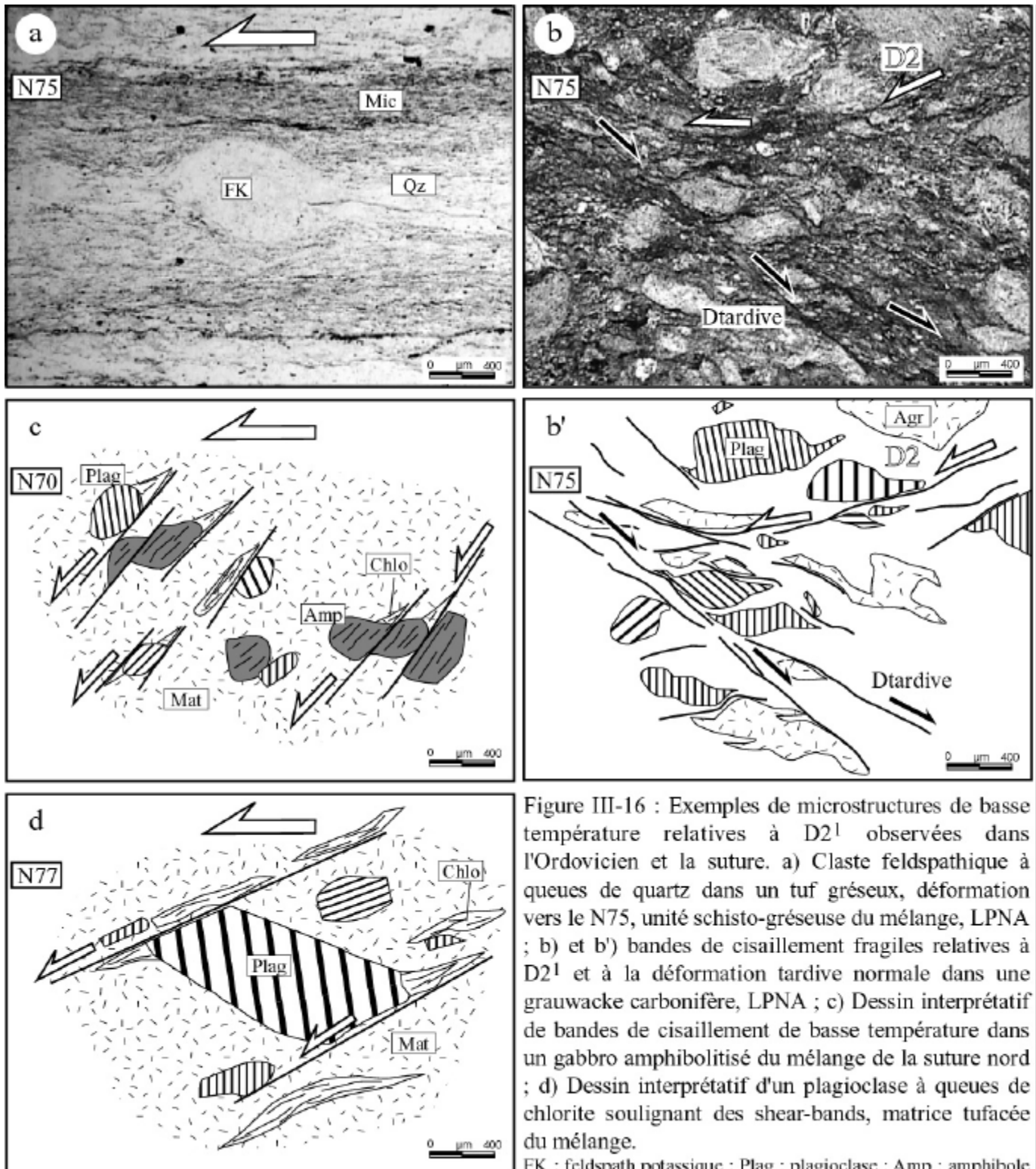


Figure III-16 : Exemples de microstructures de basse température relatives à $D2^1$ observées dans l'Ordovicien et la suture. a) Claste feldspathique à queues de quartz dans un tuf gréseux, déformation vers le N75, unité schisto-gréseuse du mélange, LPNA ; b) et b') bandes de cisaillement fragiles relatives à $D2^1$ et à la déformation tardive normale dans une grauwaacke carbonifère, LPNA ; c) Dessin interprétatif de bandes de cisaillement de basse température dans un gabbro amphibolitisé du mélange de la suture nord ; d) Dessin interprétatif d'un plagioclase à queues de chlorite soulignant des shear-bands, matrice tufacée du mélange.

FK : feldspath potassique ; Plag : plagioclase ; Amp : amphibole ; Chlo : chlorite ; Agr : agrégat quartzo-feldspathique ; Mat : matrice fine à feldspaths et chlorite.

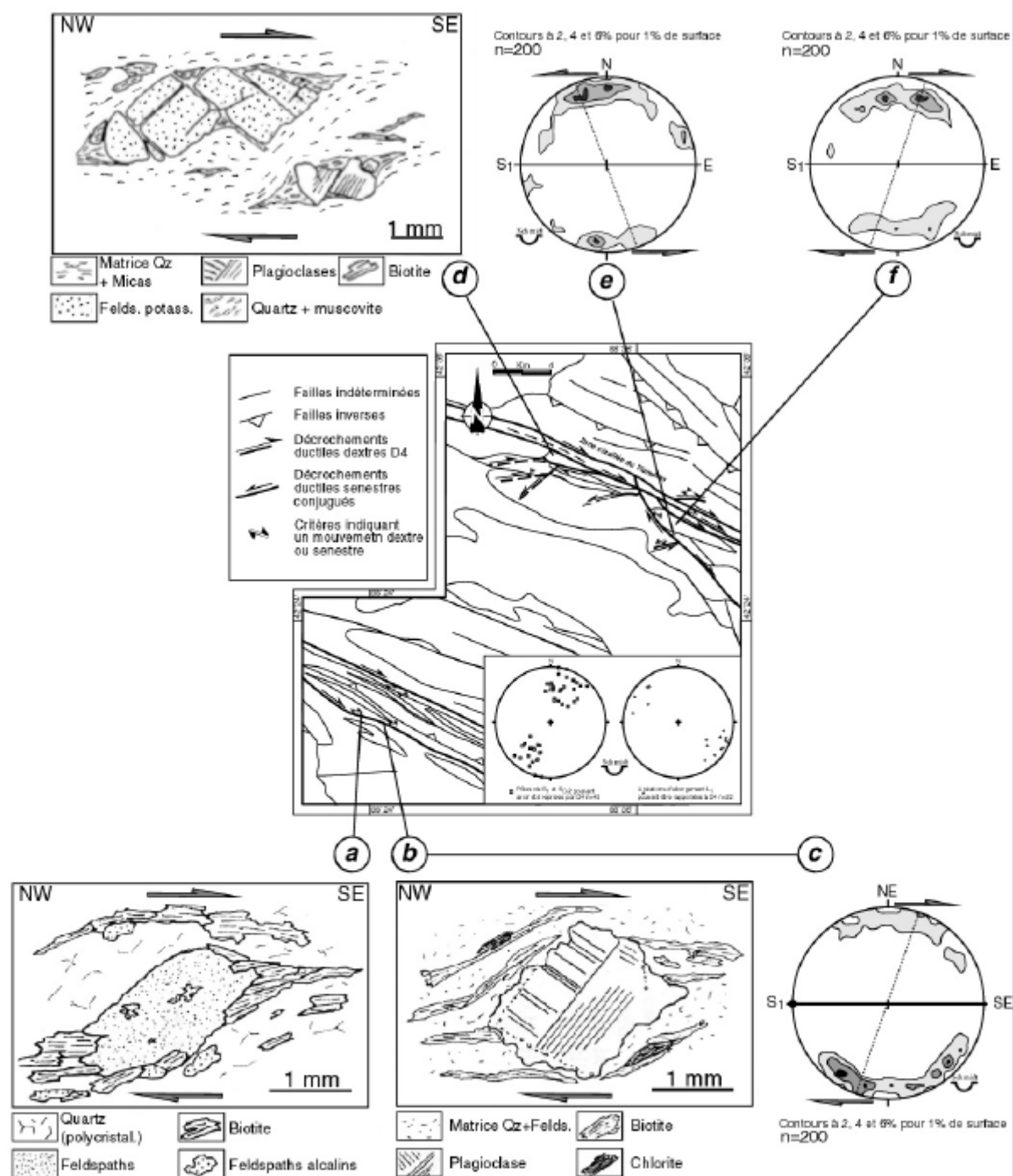


Figure III-17 : Exemples de microstructures et fabriques d'axes <c> du quartz relatives à la phase décrochante D4. a) Feldspath à queues de biotites, cisaillement dextre, gneiss du Tianshan sud ; b) Plagioclase à queues de biotite chloritisée, cisaillement dextre, orthogneiss du Tianshan central ; c) Fabrique d'axes <c> du quartz obtenue dans une leptynite protérozoïque, cisaillement dextre, Tianshan central ; d) Feldspaths potassiques tronçonnés par des microfailles anti- et synthétiques, cisaillement dextre, gneiss protérozoïque, Tianshan central ; e) Fabrique d'axes <c> du quartz obtenue dans une mylonite carbonifère, cisaillement senestre conjugué, mélange de la suture nord ; f) Fabrique d'axes <c> du quartz obtenue dans un gneiss protérozoïque, cisaillement dextre, Tianshan central.

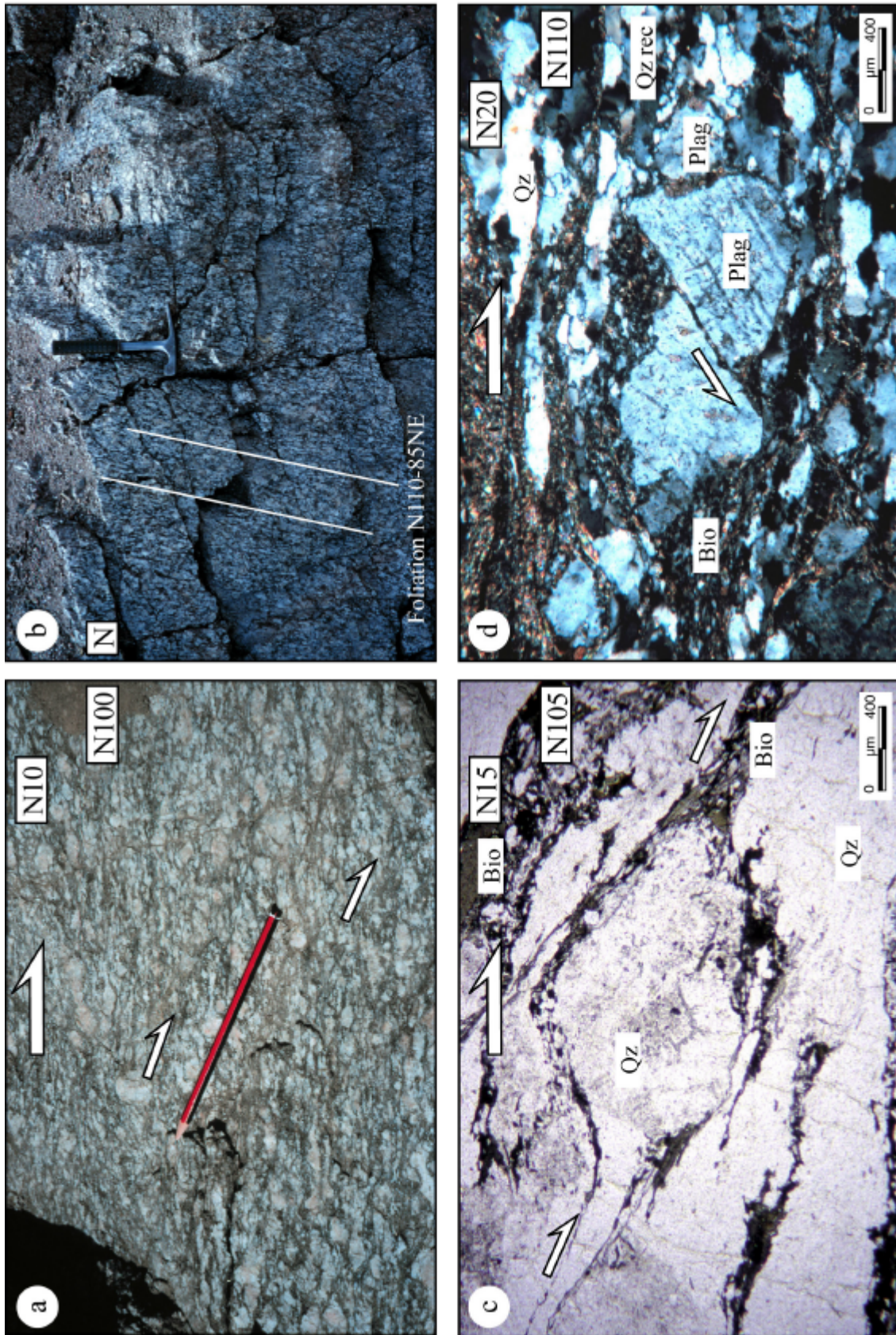


Planche 7 : Exemples de macro- et microstructures relatives aux décrochements de la phase D4. a) Bandes de cisaillement décimétriques dans un orthogneiss du Tianshan central, cisaillement dextre ; b) Foliation gneissique à pendage vers le nord-est subvertical ; c) Clastes à queues de quartz recristallisé et de biotite, bandes de cisaillement, cisaillement dextre, gneiss du Tianshan central, LPNA ; d) Phénoclaste feldspathique microfaillé et à queue de biotite et quartz recristallisé, cisaillement dextre, gneiss de la bordure nord du Tianshan central, LPA.

B. La coupe de Mishigou

1) Description de la coupe

D'une longueur d'environ sept kilomètres, cette coupe, orientée nord-sud, est localisée 30 kilomètres au sud-ouest de Tuokexun entre les points de coordonnées géographiques N42°35'/E88°06'10'' et N42°38'30''/E88°06'41'' (figure III-18). Elle suit une piste au fond d'une vallée qui mène à la mine de Mishigou après laquelle il est nécessaire de continuer à pied sur trois kilomètres pour atteindre les conglomérats carbonifères du début de la coupe.

Du sud vers le nord, la coupe de Mishigou traverse les formations carbonifères, siluriennes et ordoviciennes du Tianshan central et se termine dans le mélange de la suture nord du Tianshan qui est ensuite recouvert par les sédiments cénozoïques et quaternaires du bassin de Tu-Ha (figure III-18). Le Tianshan nord n'affleure pas dans ce secteur.

Remarque : Alors que la coupe A-B (figure III-19) reproduit fidèlement les observations effectuées dans les flyschs siluriens, la coupe C-D (figure III-20) ne présente que schématiquement les formations de l'Ordovicien et du mélange. Elle est moins réaliste que la figure III-19 en raison de la difficulté à observer la S_0 et de la massivité des volcanites dans ce secteur. La figure III-20 est une représentation simplifiée des affleurements mais permet toutefois un aperçu de toutes les formations traversées. En particulier, la zone du mélange, située au nord du granite, est fortement broyée et schistosée, la coupe C-D ne reproduit que les caractéristiques principales de ces unités.

La section commence dans les formations détritiques du Carbonifère inférieur qui sont discordantes sur les séries flyschos du Silurien inférieur (figure III-19 ; planche 8.a). Les bancs conglomératiques noirs, métriques et interstratifiés avec des grès turbiditiques, renferment de nombreux galets arrondis de tuf, chert et pélite, dont le diamètre varie de un à dix centimètres (planche 8.b). Certains galets montrent une schistosité initiale. Ces poudingues, qui pendent au sud de 45°, reposent sur les pélites siluriennes plissées. Une schistosité fruste peut être observée au niveau de la discordance (planche 8.c). Anastomosée et flexurée dans les molasses, elle est exprimée dans les niveaux pélitiques des flyschs mais reste discrète dans les bancs gréseux (figure III-19). Cette schistosité n'est pas plan axial des plis affectant le Silurien. Au niveau de la discordance et tout au long de la coupe, des filons doléritiques dont l'orientation varie entre N05 et N90 recoupent toutes les formations.

Les flyschs affleurent sur environ 3,5 kilomètres. Ils présentent des faciès identiques à ceux déjà décrits dans le secteur de Tuokexun-Kumux. Ils ont été datés du Silurien inférieur à partir de graptolites trouvés dans les bancs grauwackeux (Che, et al., 1993 ; Che, et al., 1994). Ils sont composés de bancs décimétriques de grès et pélites gréseuses interstratifiés avec des interbancs argileux. Fortement plissée, la S_0 a une direction qui varie entre N70 et N120. La polarité stratigraphique est souvent déterminable grâce aux nombreuses figures sédimentaires observées. Des figures d'échappement d'eau dans certains bancs gréseux (planche 8.d) et des granoclassements normaux montrent que la série flyschos de, malgré le plissement, est à l'endroit. Peu de flancs inverses de plis ont été observés. L'étude des plis et des relations géométriques entre la S_0 et la schistosité plan axial, détaillée dans le paragraphe sur l'analyse des structures, montre un déversement apparent vers le nord.

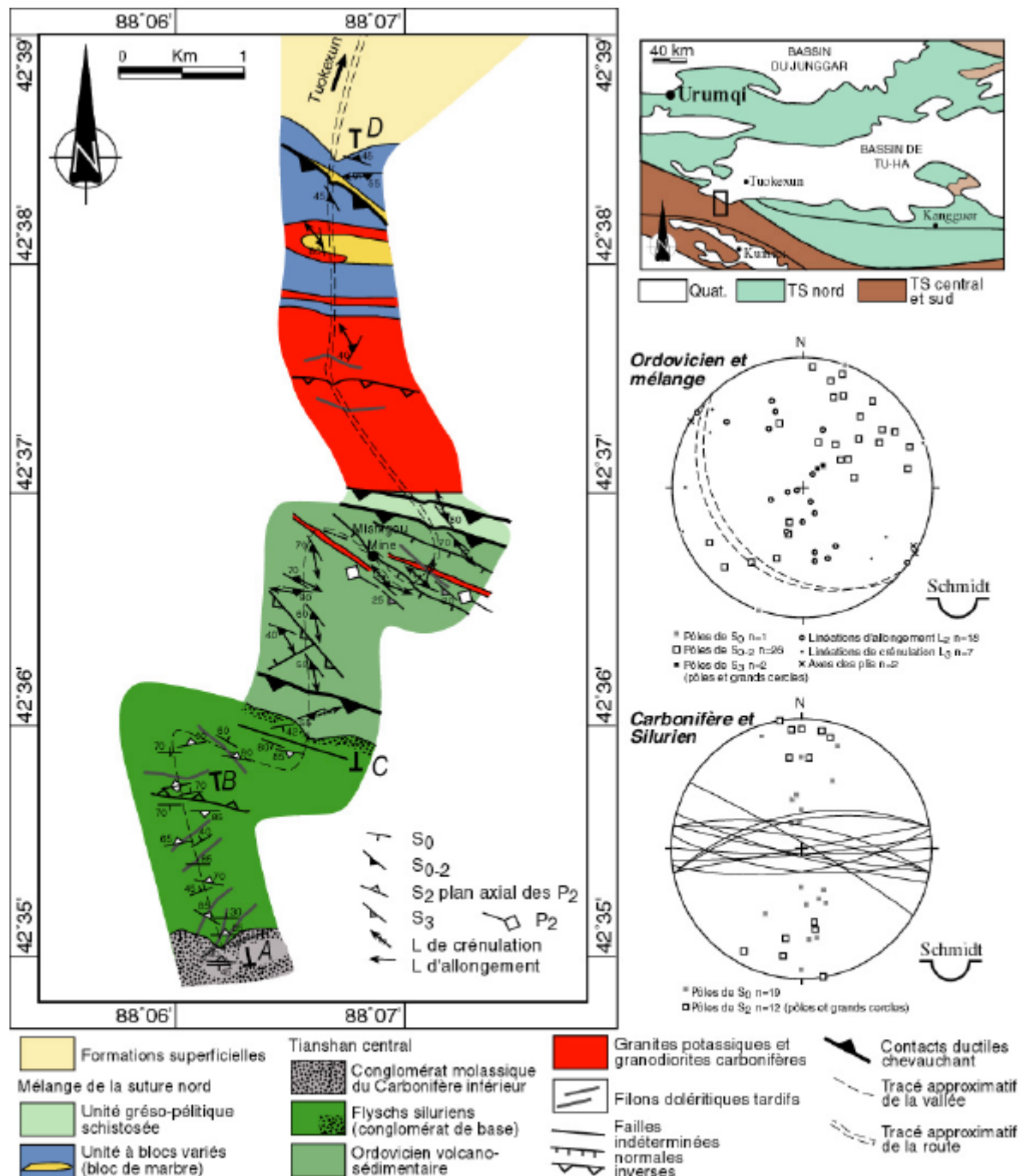


Figure III-18 : Ebauche géologique et structurale du secteur de Mishigou, Tianshan central. Stéréogrammes des schistosités, linéations et axes de plis pour les formations siluro-carbonifères et pour les volcanites ordoviciennes et le mélange de la suture nord. Localisations des coupes A-B et C-D des figures III-19 et III-20.

Au point de coordonnées N42°36'01''/E88°06'36'', un conglomérat marque la limite entre le Silurien inférieur et les tufs et basaltes ordoviciens (Che, et al., 1994). Le conglomérat, de couleur « lie de vin », est composé à 60% de galets (centimétriques à décimétriques) de chert rouge, de tuf, de basalte et d'andésite dans une matrice grauwakeuse (planche 8.e). Il affleure en bancs métriques sur une vingtaine de mètres, avant d'être recoupé par un filon doléritique. Cinquante mètres avant le conglomérat, les flyschs siluriens deviennent de plus en plus détritiques et des bancs microconglomératiques s'intercalent dans les pélites et grès. Ces roches détritiques fines comportent des clastes recristallisés de tuf dans une matrice grauwakeuse. Progressivement, les lithoclastes deviennent de plus en plus gros pour devenir finalement les galets décimétriques du conglomérat. Ce dernier est affecté par une schistosité N95-70S oblique par rapport à la S_0 N80-42S.

Les formations volcano-sédimentaires ordoviciennes affleurent à partir du conglomérat sur environ 2,5 kilomètres. Elles sont composées d'une alternance de tufs, de grès et de grauwalkes, en bancs décimétriques à métriques, et de roches basaltiques et andésitiques massives. Les tufs présentent des faciès variés. Pouvant être détritiques sédimentaires (grauwalkes) ou uniquement pyroclastiques, ils ont des teneurs en clastes variant de 25 à 70% et leurs matrices sont fréquemment recristallisées en fins cristaux de quartz et micas. Les clastes, dont les tailles sont comprises entre 200 et 1000 μ m, sont constitués d'orthose, plagioclase, calcite ou quartz. Les feldspaths sont souvent altérés en séricite. Certains tufs ont des faciès andésitiques porphyriques, les plagioclases sont millimétriques et automorphes dans une matrice partiellement recristallisée. Les grès, à grain très fin, ne comportent pas de clastes mais de nombreux oxydes soulignent la S_0 .

Les formations basaltiques sont représentées par des coussins déformés (planche 9.a) et des coulées massives pluri-métriques. En lame mince, ils présentent une altération modérée qui permet encore de distinguer les feldspaths et les fantômes de pyroxènes ouralitisés. Des andésites et des dacites affleurent également sur de grandes épaisseurs. Très abondantes dans le milieu de la coupe, elles constituent des coulées décamétriques. Elles présentent des structures en coussins cisailés comme ceux des basaltes, et des coulées non déformées montrant une prismation importante avec des prismes de 40cm de diamètre perpendiculaires à la S_0 verticale (planche 9.b). En lames minces, les andésites déformées sont constituées de phénocristaux feldspathiques autour desquels des queues de chlorite se sont formées au cours d'un cisaillement à vergence nord (cf. étude des microstructures). La matrice microlithique est très fine et il n'est pas possible de distinguer les phases minérales la constituant. Des intrusions dioritiques forment de grands sills pluri-métriques sub-parallèles à la S_0 . L'étude géochimique des diorites et des dacites sera présentée dans le chapitre sur la géochimie.

Dans les formations volcano-sédimentaires de l'Ordovicien, la schistosité devient sub-parallèle à la S_0 et de direction moyenne N120. Cette S_{0-2} , comparable à celle observée dans le secteur de Tuokexun-Kumux, commence par avoir un pendage moyen (environ 50°) vers le sud au niveau de la limite avec le Silurien puis se verticalise. Après la mine de Mishigou, elle pend de nouveau au sud. Dans les grès et tufs, une S_3 fruste se développe par endroit et est associée à des « kink bands ». Elle est sans doute contemporaine de la schistosité fruste observée au niveau de la discordance carbonifère. La S_{0-2} porte une linéation d'allongement plongeant vers le sud. Cette linéation est associée à des microstructures qui indiquent un mouvement vers le nord (cf. étude des microstructures). Des zones cisailées métriques dans les volcanites délivrent des critères décimétriques dextres (planche 10.c).



Figure III-19 : Coupe des affleurements du segment A-B dans les formations carbonifères et siluriennes, secteur de Mishigou, Tianshan central. Localisation sur la figure III-18.

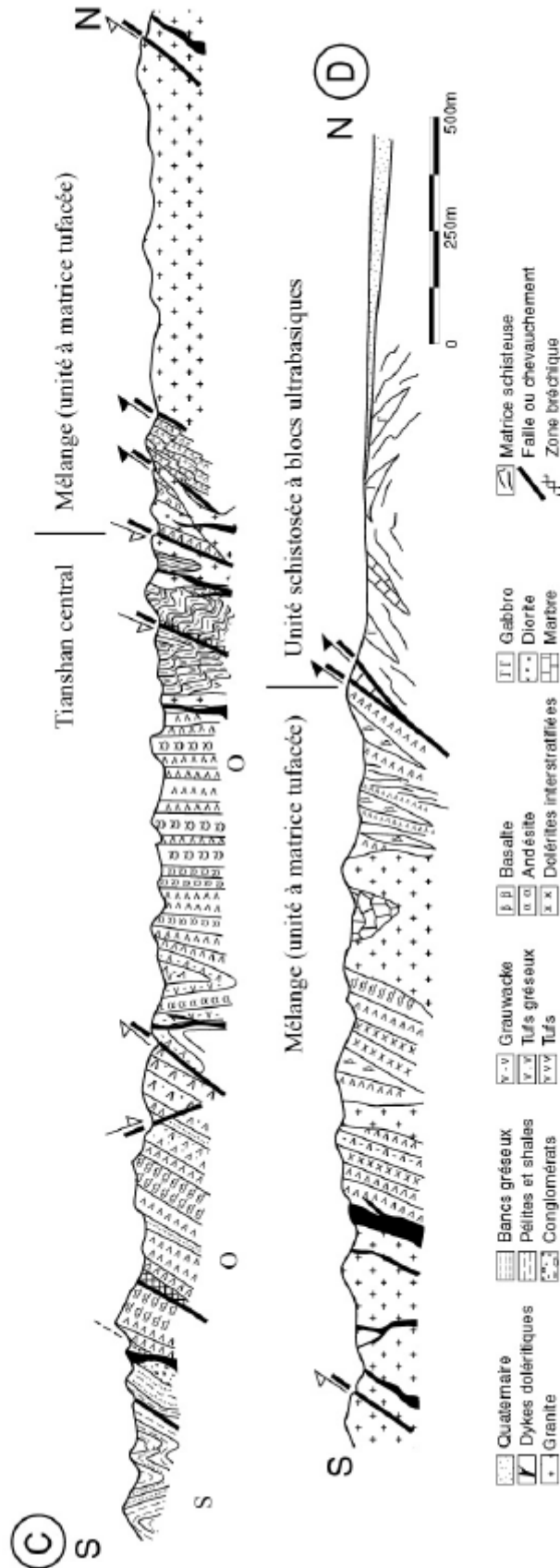


Figure III-20 : Coupe schématique des affleurements du segment C-D dans les formations ordoviciennes et le mélangé, secteur de Mishigou, Tianshan central. Localisation sur la figure III-18.

Un kilomètre au nord de la mine, un accident à pendage sud marque la limite entre les flyschs tufacés et volcaniques ordoviciens et le mélange de la suture nord du Tianshan. De nombreux filons granitiques puis doléritiques recoupent les formations et masquent le chevauchement qui pend au sud. Le mélange, qui est chevauché par l'Ordovicien, est constitué d'une unité tufacée schistosée et plissée. Structurée en écailles hectométriques, elle est recoupée par un pluton granitique carbonifère (Che, et al., 1994) sur un kilomètre environ (planche 9.d). Ce granite, composé de 50% de quartz, 35% de feldspaths sériciteux, d'environ 15% de biotites chloritisées et d'épidote accessoire, est sans doute issu du même épisode magmatique que les plutons carbonifères observés dans la moitié nord du secteur de Tuokexun-Kumux. Tardivement, de nombreux dykes de dolérite ont recoupé le pluton.

La bordure nord du granite est caractérisée par un ancien complexe filonien, appartenant sans doute au mélange à blocs, qui est traversé par des filons granitiques. Ce complexe est constitué de dykes doléritiques fortement entrelacés et déformés. Des basaltes doléritiques massifs sont aussi présents. Comparés aux basaltes ordoviciens précédemment observés, ils sont très altérés et seule la texture de la roche est encore identifiable. Ils sont composés de séricite, amphiboles et chlorites. Aucune relique de feldspath et de pyroxène n'a été observée et la mésostase est entièrement recristallisée en quartz, chlorite et oxydes. Des bancs de marbre, recoupés par le granite et à pendage ouest, caractérisent une terminaison périclinale d'échelle hectométrique.

Plus au nord, des blocs pluri-métriques de basaltes, fortement altérés, en coussins (planche 9.d) affleurent dans une matrice tufacée très schistosée. Des lentilles de marbre soulignent enfin un contact à pendage sud, sous lequel des blocs de calcaire, de chert et de gabbro altéré sont enveloppés dans la matrice de schistes verts. Le gabbro, de texture sub-ophitique, est composé de baguettes de plagioclases et de clinopyroxènes partiellement déstabilisés en amphiboles brunes. Des gabbros de ce mélange ont été datés par Che et al. (1994) à 468 Ma par la méthode Rb-Sr et un basalte déformé à 422 ± 56 Ma. De plus, de nombreux fossiles trouvés dans les blocs calcaires et siliceux (*Demirastrites triangulatus*, *Demirastrites convolutus*, *Monograptus sedgwickii*, *Spirograptus turriculatus*, *Monoclimacis griestoniensis*, *Spumellaria*, *Proneotodus?* Sp., *Balionlodus cf.*, *approximatus* et *Hindeodella sp.*) ont livré des âges compris entre l'Ordovicien et le Silurien (Shu et al., soumis à Acta Geologica Sinica, 2001). Des blocs ultrabasiques et basiques (péridotites mantelliques et des gabbros) ont été échantillonnés dans ce mélange pour des analyses géochimiques à Nanjing. Cette écaille à blocs affleure sur une centaine de mètres avant d'être recouverte par les sédiments détritiques cénozoïques du bassin de Tu-Ha.

2) Les structures

a) Schistosités et macrostructures

Le style structural de ce secteur est très proche de celui observé dans la coupe entre Tuokexun et Kumux. En effet, les mêmes éléments structuraux (macro- et micro-) relatifs à D2, D3 et D4 peuvent être décrits dans cette coupe. Par contre, les structures relatives aux déformations de haute température D1 et D1' n'ont pas été retrouvées à Mishigou. Les schistosités et les macrostructures seront décrites pour les deux segments A-B et C-D.

Dans les conglomérats carbonifères, une S₃ fruste est visible. De pendage moyen vers le nord, elle n'est pas plan axial des plis affectant le Silurien sous-jacent. Ceci est compatible avec les observations effectuées dans la zone de Tuokexun où, dans le Carbonifère inférieur, la même schistosité S₃ a été observée.

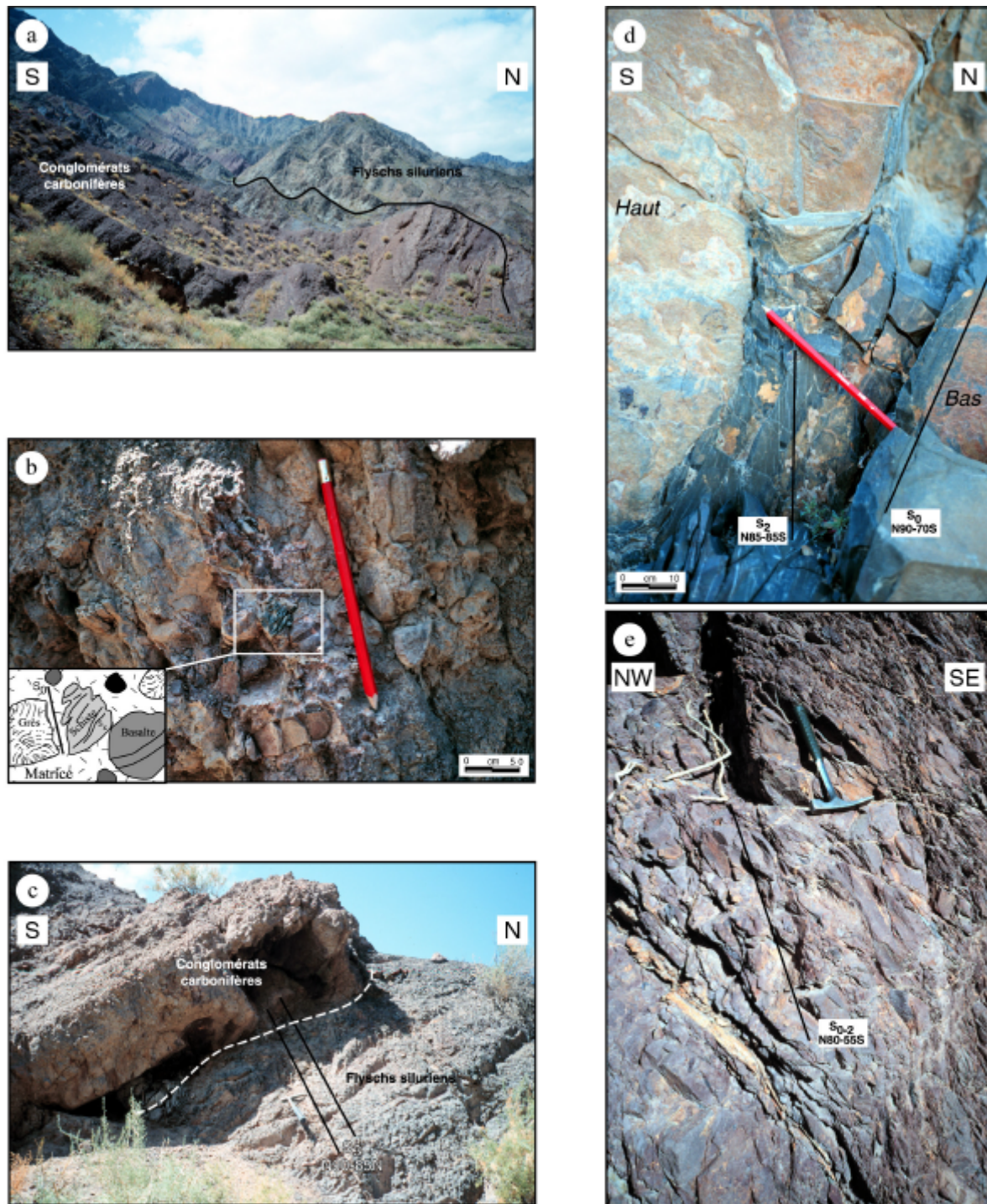


Planche 8 : a) Vue d'ensemble de la discordance du Carbonifère inférieur conglomératique sur les flyschs siluriens, Tianshan central ; b) Détail du conglomérat carbonifère, galet à schistosité initiale remaniée, Tianshan central ; c) Détail de la discordance, la S_3 affecte les flyschs et le conglomérat, Tianshan central ; d) Figure sédimentaire d'échappement d'eau dans un banc gréseux, S_2 développée dans les pélites des interbancs, flyschs siluriens, Tianshan central ; e) Conglomérat "lie de vin" à la base du Silurien concordant sur l'Ordovicien volcano-sédimentaire, Tianshan central.

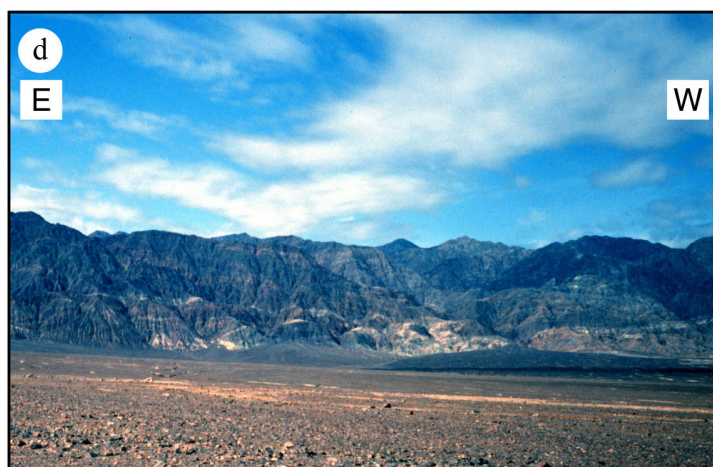
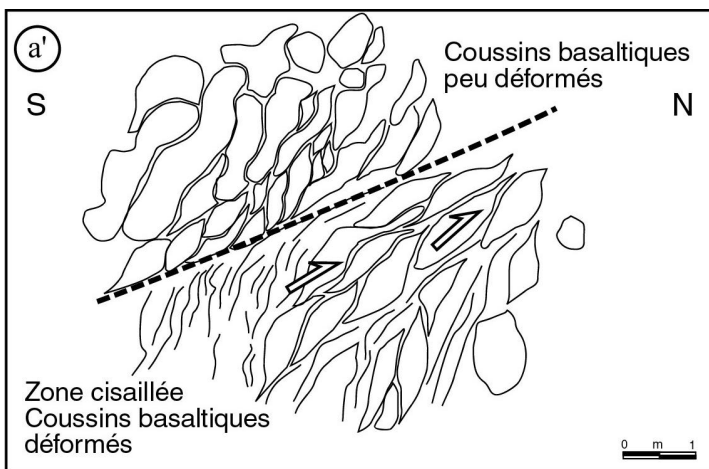


Planche 9 : a) Basalte en coussins affecté par un cisaillement à vergence nord, Ordovicien du Tianshan central ; a') Dessin interprétatif de la photographie (a), Tianshan central ; b) Prismation dans des coulées dacitiques pluri-métriques, prismes perpendiculaires à la S_0 N110-90, Ordovicien du Tianshan central ; c) Basalte en coussins altéré, bloc dans l'unité schisteuse du mélange de la suture nord ; d) Vue panoramique de l'intrusion granitique (en clair) carbonifère dans les séries volcano-sédimentaires ordoviciennes et dans le mélange (sombre), Tianshan central.

La S_0 est très visible dans les conglomérats carbonifères (discordants) et les flyschs siluriens du segment A-B. Elle peut être suivie dans le Silurien du début à la fin du segment A-B sans aucune interruption (figure III-21). De direction moyenne N90, elle présente tous types de pendage en raison du plissement important qui affecte les formations. De nombreux critères de polarité permettent la détermination du sommet de la série qui est globalement à l'endroit (figure III-21). Une schistosité, plan axial des plis, est souvent réfractée ou absente dans les bancs gréseux plus compétents alors que les pélites et les shales sont favorables au développement de cette schistosité. Cette dernière, comparable à la schistosité S_2 décrite dans les formations siluriennes du secteur de Tuokexun-Kumux, sera considérée comme issue du stade $D2^2$ de la phase de déformation D2 (figure III-21).

Les plis, décimétriques à pluri-métriques, sont de plusieurs types dans les flyschs : des plis droits, des plis déversés et des plis coffrés. Associés au développement de la schistosité S_2 de direction N90, les plis semblent indiquer un déversement globalement vers le nord. Toutefois, comme le montre la coupe structurale et le stéréogramme de la figure III-21, ce déversement vers le nord n'est pas systématique et les plans axiaux ne montrent pas de pendage particulier qui puisse privilégier l'hypothèse d'un déversement plus qu'un autre. Enfin, les flyschs et les conglomérats ne portent aucune trace d'une déformation cisailante.

Deux failles tardives ont été observées sur le segment A-B, elles recoupent les flyschs siluriens. L'accident à pendage nord porte sur son miroir de faille des écailles de calcite et des stries plongeant au nord. Le mouvement apparent est inverse. L'autre faille, à pendage sud ne délivre aucun critère permettant de déterminer un sens de mouvement.

Progressivement vers le nord, la schistosité S_2 devient plus pénétrative et finit par être sub-parallèle à la stratification des flyschs siluriens. A partir du conglomérat du Silurien inférieur sur les volcanites ordoviciennes, la S_2 , bien développée dans l'Ordovicien et le mélange, est confondue avec la S_0 . Cette S_{0-2} , comparable à celle issue de $D2^1$ observée dans ces mêmes volcanites du secteur de Tuokexun-Kumux, pend majoritairement au sud (stéréogramme figure III-20) et a une direction qui varie entre le N70 et le N150. Les pendages de S_{0-2} ont des angles importants vers le sud ou sont subverticaux. Des plis droits pluri-métriques ont pu être observés. Leurs axes sont parallèles à une linéation de crénulation observée sur deux affleurements, et nous considérerons ces plis comme issus du stade $D2^2$, postérieur à $D2^1$. Des « kink bands » se sont développés dans les zones fortement schistosées et plissées situées près des contacts avec le mélange. Une schistosité fruste S_3 N135-30SW est plan axial de ces microplis. Leur déversement apparent est ambigu car les deux vergences, nord et sud, sont observées (planche 10.a). A l'affleurement, la S_3 est discrète dans toutes les volcanites massives. Seules les roches fines ont permis le développement de celle-ci. En lames minces, certains microgrès sont affectés par la schistosité S_3 de crénulation oblique par rapport à la S_{0-2} et qui n'est pas suffisamment pénétrative pour être visible à l'affleurement (planche 10.b).

Alors que dans les flyschs siluriens la S_2 n'est pas associée à une déformation ductile pénétrative, dans les volcanites et grès ordoviciens, elle porte une linéation d'allongement qui présente deux attitudes : une direction principale N170-N240 environ et qui ne semble que peu affectée par le plissement tardif ; la seconde, observée le long de couloirs verticaux fortement schistosés, est subhorizontale et de direction N120. Cette dernière serait issue de la phase régionale décrochante D4 déjà décrite dans la partie II et dans l'étude du secteur de Tuokexun-Kumux.

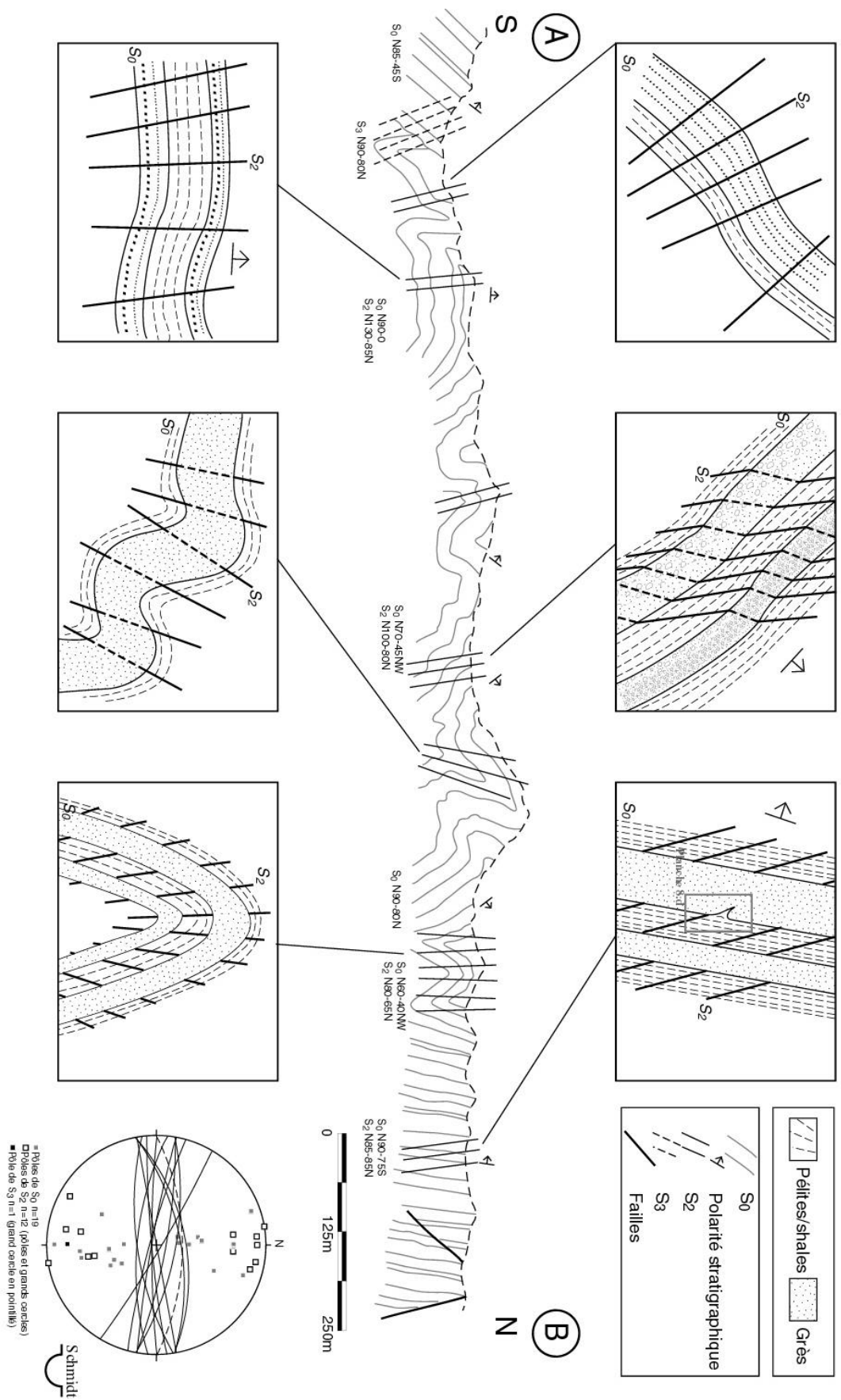


Figure III-21 : Coupe structurale des affleurements du segment A-B dans les formations carbonifères et siluriennes, secteur de Mishigou, Tianshan central. Localisation sur la figure III-18. Exemples de relations S₀-S₂ observées dans les flyschs. Stéréogramme des S₀, S₂ et S₃.

Deux types d'accidents affectent les formations ordoviciennes et les unités du mélange. Des chevauchements à pendage sud ont une direction N110-N140. Ils sont associés à des zones fortement schistosées ou broyées de plusieurs mètres de large. A l'affleurement, des objets sigmoï des décimétriques permettent de déterminer un mouvement du compartiment supérieur vers le nord. C'est le cas dans des basaltes en coussins qui sont déformés par un cisaillement froid (la déformation n'est pas intime, seules les bordures des coussins ont accommodé le cisaillement) à vergence nord (planche 9.a). Un couloir cisailant plurimétrique affecte des coussins andésitiques. La linéa-strie subhorizontale est associée à une déformation dextre, indiquée par les formes sigmoï des des coussins déformés (planche 10.c). Ces zones de cisaillement, limitées dans l'espace, sont considérées comme synchrones de la phase de déformation décrochante D4. Enfin, des failles fragiles montrent des jeux normaux et inverses tardifs.

b) Linéations et microstructures

Les séries siluriennes ne présentent aucune trace d'un métamorphisme ou d'une déformation ductile importants. Comme il a été vu, le conglomérat carbonifère n'est affecté que par une schistosité S_3 fruste, issue d'une déformation D3 tardive. En allant vers le nord, la S_2 devient plus pénétrative et se parallélise à la S_0 . Elle ne présente toutefois pas de trace d'une déformation ductile intime.

Les formations volcano-sédimentaires ordoviciennes et les schistes et blocs du mélange ont quant à eux enregistré une déformation ductile, $D2^1$, à vergence nord de plus en plus intime en allant vers le nord (figure III-22). Ceci tend à confirmer l'hypothèse d'une évolution du style tectonique de la déformation D2, entre le stade précoce $D2^1$ au nord et le stade $D2^2$ plus au sud. $D2^1$ est associée à un métamorphisme peu intense indiqué par les chlorites qui soulignent les critères. La S_{0-2} , bien développée, porte généralement une linéation d'allongement plongeant au sud (entre le N160 et le N240) ou vers le N340 quand elle pend au nord-ouest. A l'échelle de l'affleurement, les critères sont rares et seules quelques pyrites millimétriques à queues de quartz dans un grès fin tufacé, indiquent un cisaillement vers le nord. En lames minces, les échantillons comportent de nombreux critères qui montrent tous un mouvement du compartiment supérieur vers le nord. Les minéraux associés à ces éléments structuraux sont des chlorites ou du quartz (qui ne présente pas de trace de recristallisation dynamique de haute température).

Ainsi, dans des tufs andésitiques et des grauweekes, des porphyroclastes de feldspaths altérés (orthoses, plagioclases ou micropéridotes) de 100 à 900 μm de large, ont des queues de chlorite ou de quartz (planche 11.a et b). Des bandes de cisaillement soulignées par des chlorites néoformées indiquent, comme les clastes, un mouvement vers le N340-N60 (planche 11.c). Dans des grès à matrice fine quartzo-micacée, dont la S_{0-2} est soulignée par des oxydes, des clastes présentent des formes sigmoï des ou des queues de quartz indiquant aussi un cisaillement vers le nord-ouest (planche 11.d). De même, un grès tufacé à pyrites est affecté par des bandes de cisaillement millimétriques de chlorite et comporte des pyrites à franges de quartz (planche 11.e et f). Ces critères indiquent également un mouvement du compartiment supérieur vers le N350.

Les marbres de la terminaison périclinale de l'unité à blocs sont affectés par une linéation d'allongement très marquée. Ils ont fait l'objet d'une étude par goniométrie de texture. Les figures de pôles obtenues montrent un cisaillement vers le N340 dans des conditions de basse à moyenne température ($\sim 200^\circ\text{C}$).

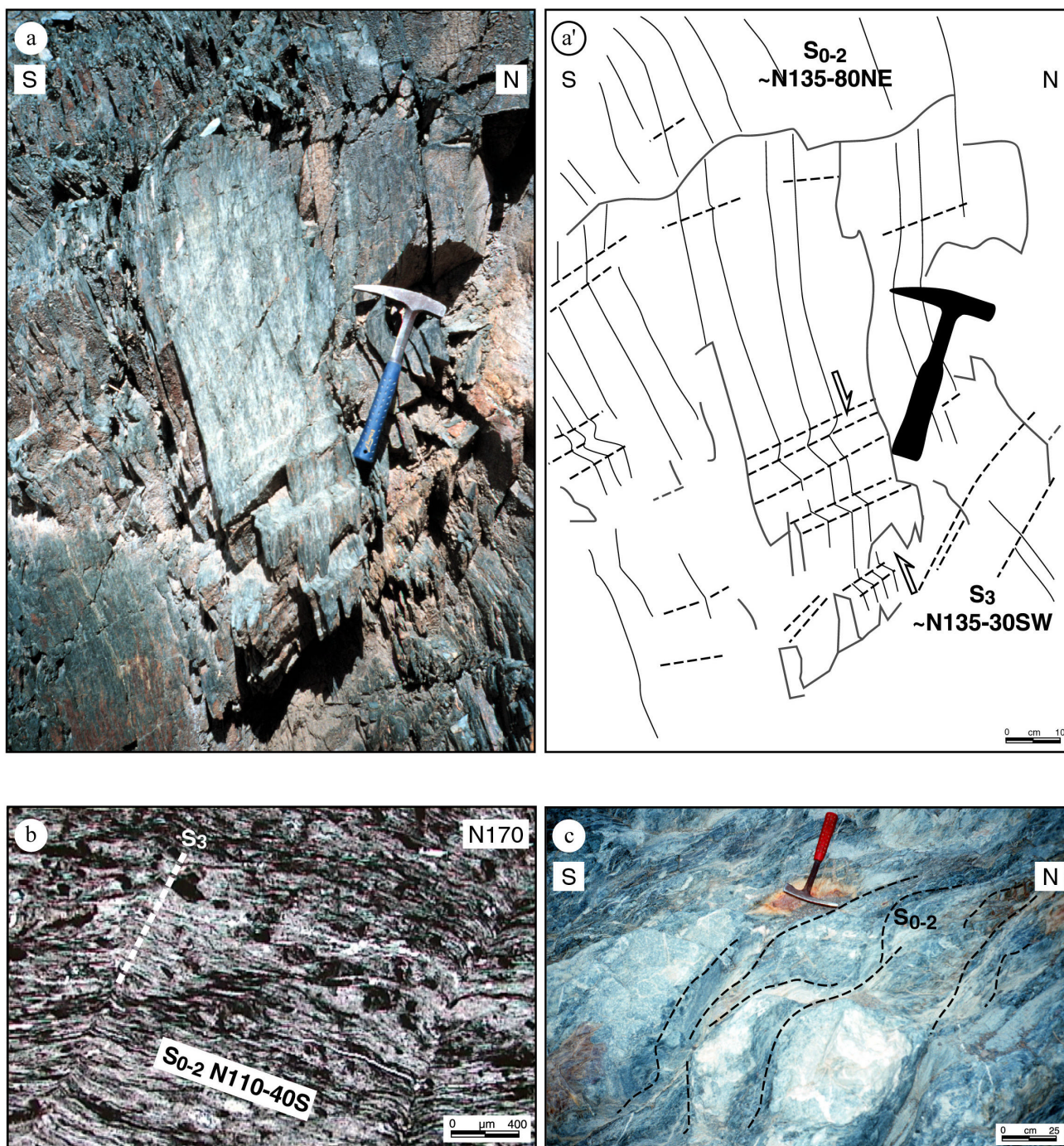


Planche 10 : a) S3 associée au développement de "kink bands" à déversement nord et sud dans des tufs schistosés de l'Ordovicien du Tianshan central ; a') Dessin interprétatif de la photographie (a), Tianshan central ; b) Développement d'une S3 de crénulation dans des grès à micas et oxydes parallèles à la S0-2, Ordovicien, Tianshan central, LPNA ; c) Andésites en coussins fortement déformés montrant un mouvement apparent dextre à l'affleurement, Ordovicien, Tianshan central.

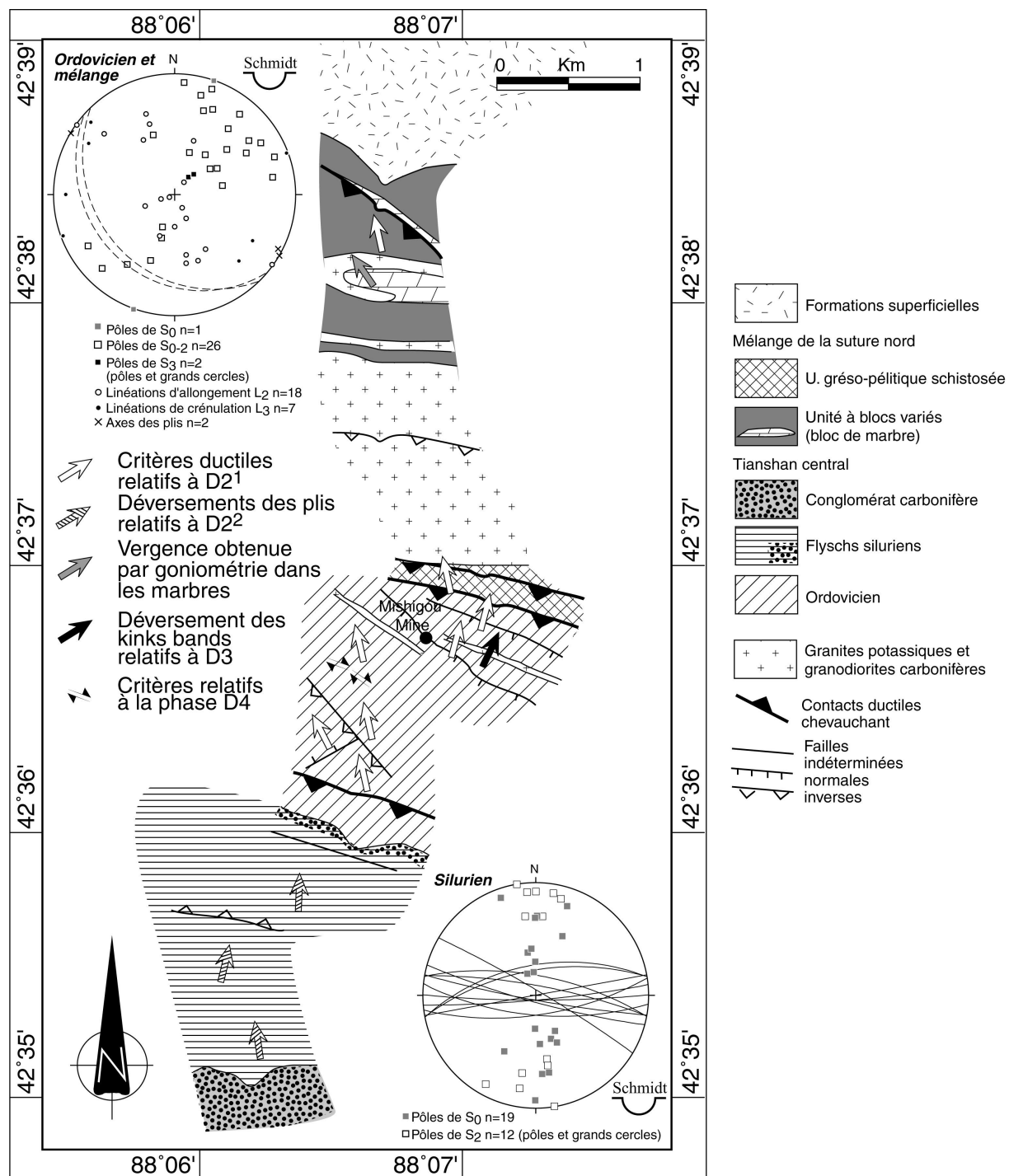


Figure III-22 : Carte des vergences des déformations dans le secteur de Mishigou. Stéréogrammes des schistosités, linéations et axes de plis pour les formations siluriennes et pour les volcanites ordoviciennes et le mélange de la suture nord.

Pour conclure sur la structure du secteur de Mishigou, il est important de noter la similitude entre les éléments structuraux décrits le long de cette coupe et ceux décrits dans le secteur de Tuokexun-Kumux. Excepté les déformations D1 et D1' qui n'ont pas été mises en évidence, les phases D2, D3 et D4 ont été observées dans cette zone.

La déformation D2 est responsable d'un mouvement général vers le nord. De même que pour le secteur de Tuokexun-Kumux, D2 peut être divisée en deux types de déformation. D2¹ associée à des éléments structuraux montrant une déformation ductile de basse température dans les formations ordoviciennes et le mélange de la suture. Le stade D2² est responsable dans les conglomérats et les flyschs siluriens du développement de plis à déversement global vers le nord et d'une schistosité plan axial S₂ développée dans un niveau structural supérieur. La déformation D2 aurait un âge postérieur au Silurien et antérieur au Carbonifère inférieur.

La déformation D3 qui a été observée au niveau de la discordance du Carbonifère sur le Silurien et localement dans les tufs ordoviciens, est postérieure au Carbonifère inférieur et peut représenter la déformation issue de l'accrétion de l'arc volcanique du Tianshan nord avec le Tianshan central.

La phase D4 est pour sa part assez discrète dans ce secteur. Seuls quelques couloirs cisailés métriques l'ont enregistrée.

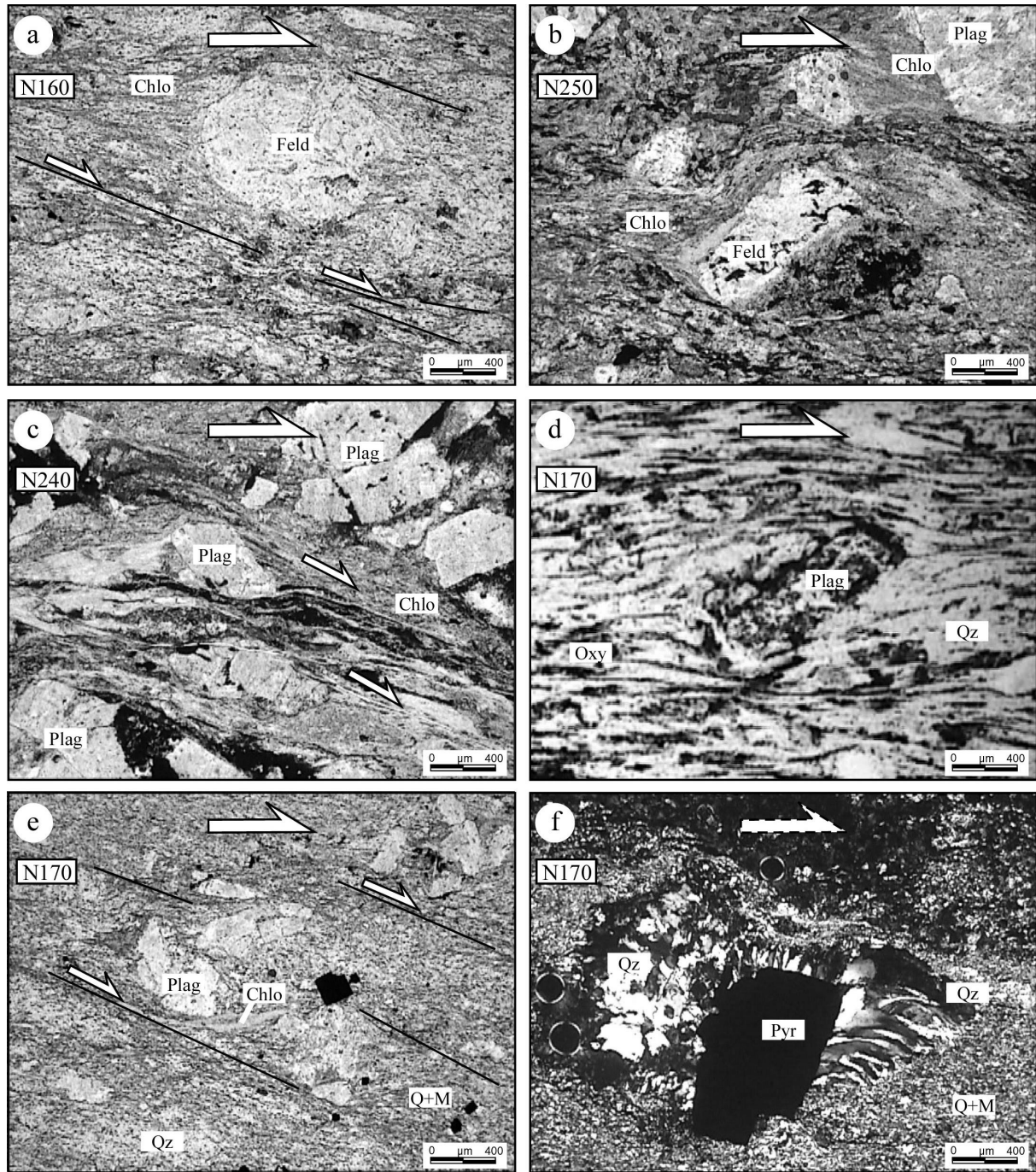


Planche 11 : Exemples de microstructures associées à la déformation D2 à vergence nord, Ordovicien et mélange, secteur de Mishigou. a) Porphyroclaste de feldspath à queues de chlorite dans une grauwaacke, déformation vers le N340, LPNA ; b) Claste feldspathique à queues de chlorite dans un tuf andésitique, déformation vers le N70, LPNA ; c) Shear-bands à chlorite et oxydes dans un tuf, déformation vers le N60, LPNA ; d) Claste de plagioclase à queues de quartz recristallisé dans un microgrès, déformation vers le N350, LPNA ; e) Bandes de cisaillement à chlorite dans un microgrès à pyrites, déformation vers le N350, LPNA ; f) Pyrite à franges de quartz dans un microgrès, déformation probablement vers le N350, LPA.

Feld : feldspaths ; Chlo : chlorite ; Qz : quartz ; Oxy : oxydes ; Pyr : pyrite ; Q+M : matrice quartzo-micacée

Chapitre 2 : Le massif ophiolitique de Kumux

Le massif de Kumux constitue l'un des plus grands mélanges ophiolitiques du Tianshan sud. Affleurant sur près de trente kilomètres, cet ensemble s'étend le long de la bordure sud du bassin de Kumux selon une direction nord-ouest sud-est (figure III-23). Trois secteurs ont été étudiés dans ce mélange : la zone de Yushugou est la plus septentrionale, elle suit la route allant de Kumux au bassin du Tarim ; la section de Tonghuashan traverse le massif en son milieu et mène à la mine du même nom ; la coupe de la mine d'or de Liuhuanshan se situe à l'extrémité sud du massif.

L'ensemble ophiolitique de Kumux est constitué de trois principaux types d'unités qui sont structurées en écailles hectométriques à kilométriques : des unités à matrice grésopélique schisteuse comportant des olistolithes de marbres ; des unités serpentinitiques à blocs de calcaires, cherts, et roches basiques et ultrabasiques ; enfin, des unités massives à granulites et pyroxénites.

Ces unités sont séparées les unes des autres par des contacts ductiles, associés à des zones fortement cisailées de quelques mètres de large. Ces accidents pendent au nord-est, au sud-ouest ou à l'ouest d'un angle variant entre 50 et 70°.

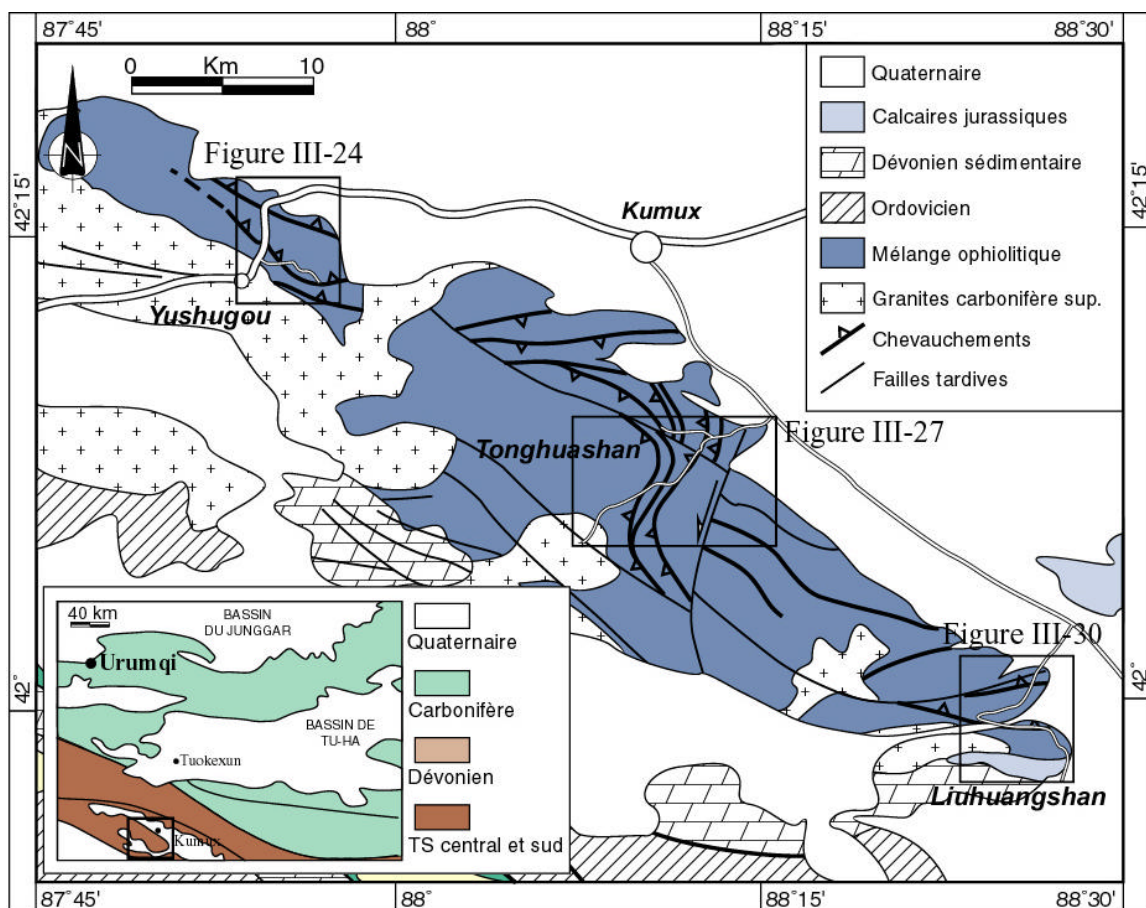


Figure III-23 : Carte géologique schématique du massif de Kumux, Tianshan sud. Dessinée d'après The Geological map of Xinjiang Uygur Autonomous Region, scale 1:2,000,000 (X.B.G.M.R., 1992), des scènes Landsat TM au 1:200,000 et des observations de terrain. Localisations des figures III-24, III-27 et III-30

Différents âges ont été obtenus pour les blocs : un basalte du secteur de Liuhuangshan a donné un âge de 340 ± 4 Ma par la méthode Rb-Sr (Wu, et al., 1992) ; à Tonghuashan, un gabbro est daté à 420 ± 14 Ma (K-Ar sur amphiboles) et une amphibolite à pyroxènes à 451.7 ± 19 Ma (Rb-Sr sur roche totale)(Ma, et al., 1990) ; dans les ophiolites de Yushugou, un gabbro cumulatif a donné un âge de 437 Ma (K-Ar sur roche totale)(Shi, et al., 1994). Les blocs calcaires des unités du mélange ont livré un grand nombre de fossiles d'âge Ordovicien supérieur - Silurien supérieur : des brachiopodes (*Leptaena* sp., *Pentamerus* sp.) ; des gastéropodes (*Hormotoma* sp.); des stromatoporoïdés (*Amphipora* sp., *Clathrodictyon* cf. *Simplex* (*Nestor*), *C.?* sp., *Intexodict* sp., *Simplexodictyon* sp.) ; et un grand nombre de coraux (*Striatopora* cf. *Cylindric Tchernychev*, *Tryplasma kumuxiensis* Cai, *Entelophyllum* cf. *erdaogouense* Guo, *Favosites* sp., *Mesofavosites* sp., *Pachyfavosites* sp., etc.)(Shu et al., soumis à Acta Geologica Sinica, 2001). Gao et al. (1998) ont trouvés des radiolaires d'âge Dévonien inférieur à moyen dans les cherts des unités du mélange de Liuhuangshan ainsi que dans le massif ophiolitique de Kulafu, dans l'ouest du Tianshan. De même, un plagiogranite du massif de Guluogou (Tianshan ouest) a été daté à 358 ± 15 Ma (Rb-Sr) (Gao et al., 1995a). Enfin, l'ensemble du massif de Kumux est recoupé par de nombreux plutons granitiques tardifs non déformés et datés à 281 ± 3 Ma par la méthode K-Ar sur biotite (Shu, et al., 1998).

Remarque : Afin de clarifier l'exposé, nous nommerons les déformations observées dans ce secteur en reprenant la même dénomination que dans le secteur de Tuokexun-Kumux. Dans la mesure où le terme D1 est utilisé pour les déformations affectant le socle protérozoïque que des Tianshan sud et central, la première déformation reconnue dans les séries paléozoïques sera appelée D2. S₂ (ou S₀₋₂) correspondra donc à la première schistosité développée dans les formations paléozoïques. Viennent ensuite les déformations D3 et D4.

A. Présentation des coupes

1) Les ophiolites de Yushugou

Ces ophiolites peuvent être observées le long de la route principale entre le bassin de Hejing, au sud-ouest du massif, et Kumux (figure III-24). Au sud, la coupe commence dans le pluton granitique tardi-carbonifère non déformé qui recoupe les unités du mélange (planche 12.a et b), et finit au nord-est dans le bassin de Kumux. Les deux sections présentées sur la figure III-25 permettent l'observation de trois unités. Le segment A-B traverse l'unité schisteuse grésopélitique, datée du Silurien supérieur (Wu, et al., 1992) et contenant des blocs de marbres, puis une partie du mélange à matrice serpentineuse et à blocs ultrabasiques. La section C-D débute dans ce même mélange, recoupe une écaille hectométrique de serpentinite et ultrabasites fortement déformées, un ensemble kilométrique de granulites massives puis de nouveau une unité ultrabasique à péridotites et pyroxénites.

a) L'unité schisteuse silurienne à blocs de marbres

Les métaflyschs de cette unité affleurent entre les bornes 282 et 278 et pendent au nord-est (coupe A-B, figure III-25). Ils présentent une alternance de niveaux gréseux et microconglomératiques abondants et de niveaux pélitiques fortement plissés. Les métagrès sont composés de matrices quartzo-micacées dont la taille des grains varie de quelques micromètres à 30µm et qui contiennent parfois des clastes (quartz, feldspath et calcite) d'environ 100µm. Les couches pélitiques des flyschs sont fines, quelques décimètres d'épaisseur, et très schistosees. De rares strates étroites de shales carbonneuses noires sont aussi observées. Des blocs pluri-métriques de marbres, datés du Silurien, sont parallèles à la schistosité des métagrès et des méta-pélites. De couleur blanche, ils sont composés de calcite de granulométrie homogène moyenne (125 à 200µm).

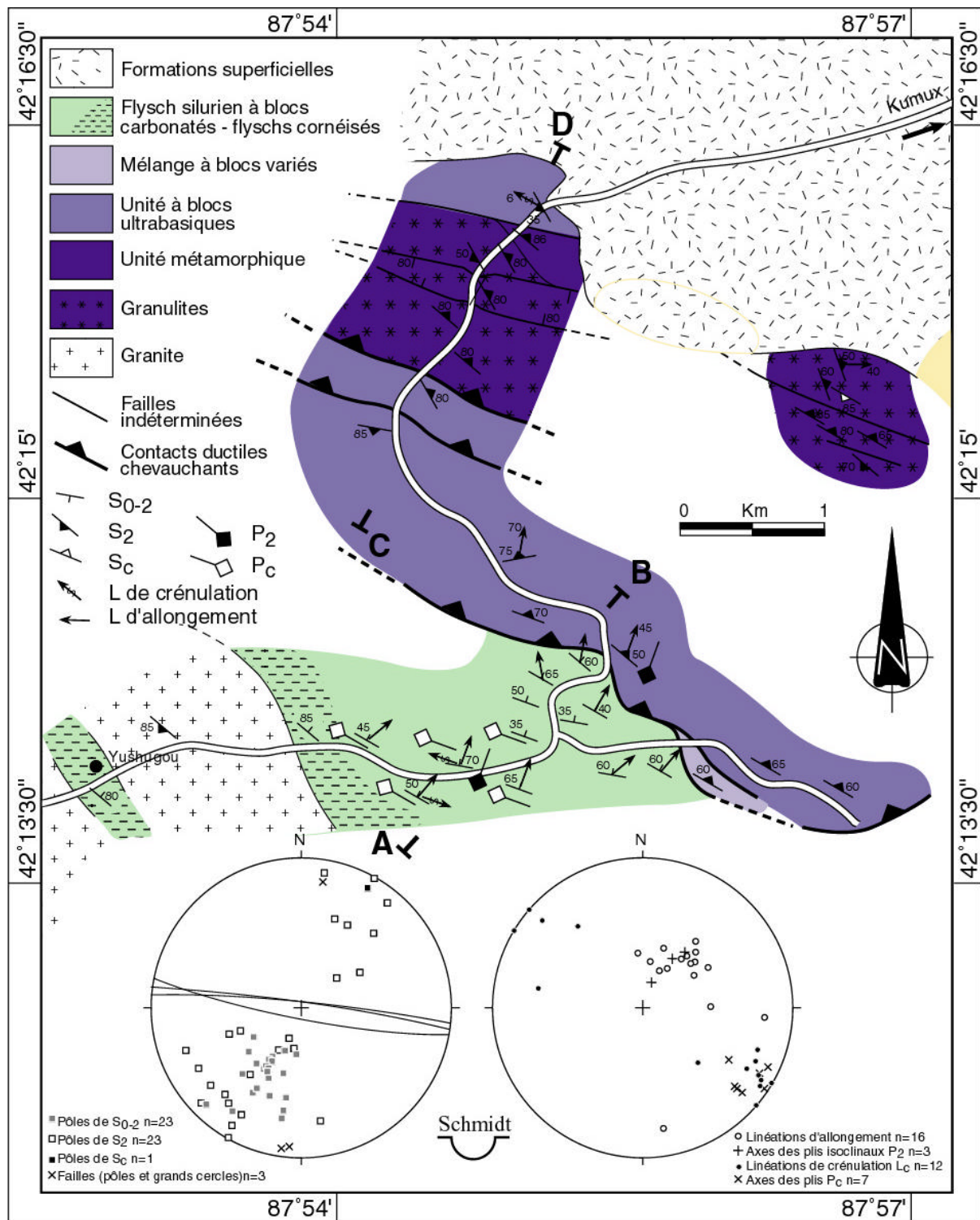


Figure III-24 : Ebauche cartographique et structurale du secteur de Yushugou, massif de Kumux, Tianshan sud. Dessinée d'après les observations de terrain et les scènes Landsat TM au 1:200,000. Stéréogrammes des schistosités et des linéations, localisations des coupes A-B et C-D de la figure III-25. Voir la figure III-23 pour la localisation.

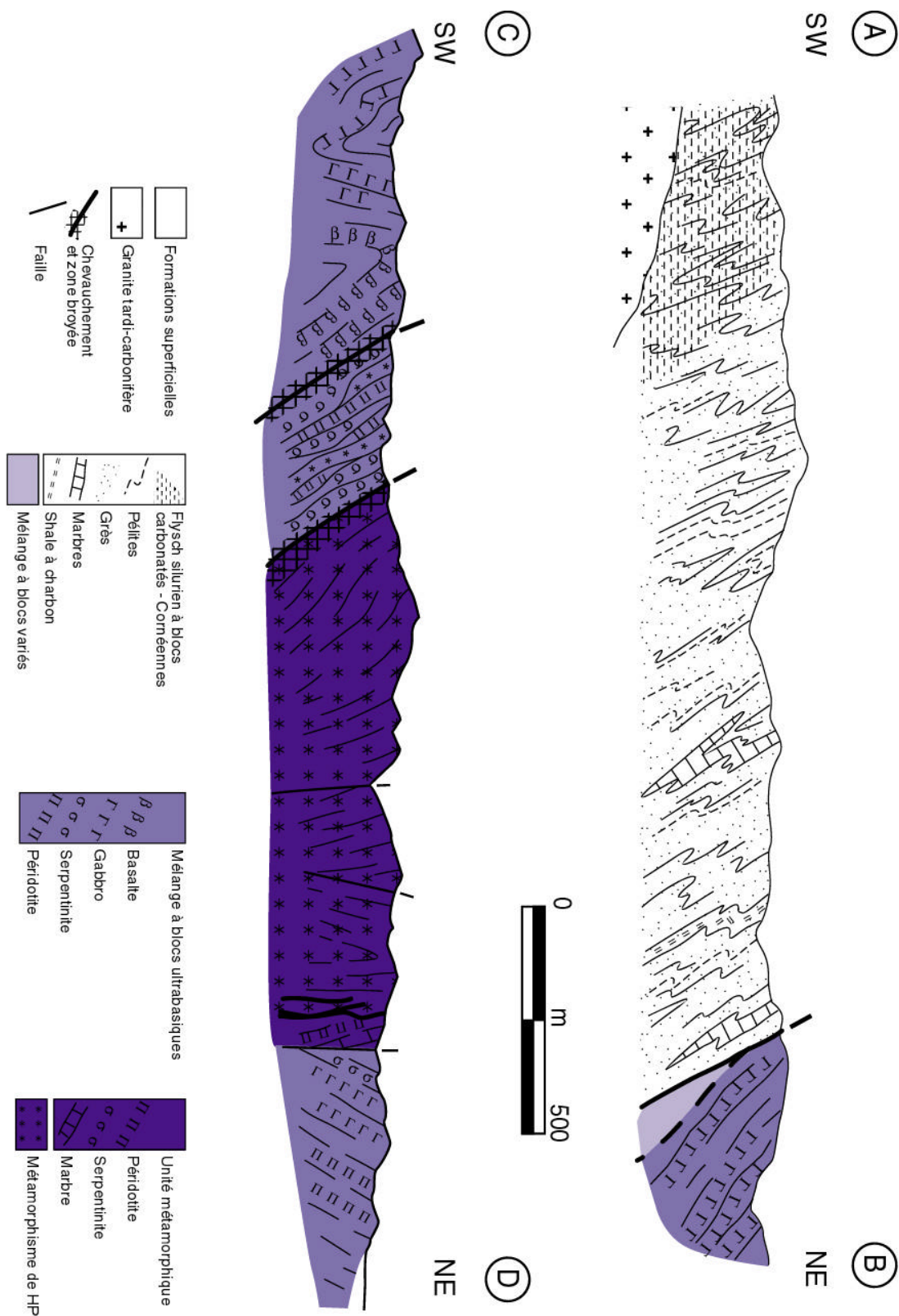


Figure III-25 : Coupes schématiques A-B et C-D des affleurements dans le secteur de Yushugou, massif de Kumux, Tianshan sud. Voir la figure III-24 pour les localisations.

A l’affleurement, les niveaux gréseux sont massifs et affectés par une schistosité S_2 sub-parallèle à la S_0 . Cette S_{0-2} a également été observée en lame mince dans certains niveaux micacés où elle fait un angle inférieur à 5° avec la stratification.

Les micaschistes sont composés d’une alternance de fins niveaux quartzeux (dont l’épaisseur varie entre 100 et 500 μ m) intercalés avec des niveaux micacés plus épais (>500 μ m). La schistosité est d’autant plus visible qu’une crénulation a affecté ces flyschs et entraîné la formation de microplis et d’une schistosité oblique et très marquée dans les niveaux fins et micacés (planche 12.c). La signification de cette crénulation sera discutée dans l’étude structurale.

Dans la partie sud de la coupe A-B (figure III-25), un métamorphisme de contact de moyenne température est mis en évidence par la cristallisation de cordiérite et d’andalousite à l’aplomb du granite, puis par de la biotite à 500m du contact. Dans des microgrès peu déformés, des biotites tardives sont sécantes par rapport à la schistosité et ne sont pas orientées. Au toit du granite, les schistes comportent des porphyroblastes d’andalousite et de cordiérite non orientés. Le nord de l’unité, qui n’est pas affecté par cet événement thermique tardif, a subi un métamorphisme de basse température dans le faciès des schistes verts et aucune trace d’un métamorphisme plus important n’a été observée dans les micaschistes de cette unité.

b) L’unité serpentinitique à blocs ultrabasiques

Cette unité affleure au nord de l’unité schisteuse dont elle est séparée par un contact de direction N130 à pendage nord-est (coupe A-B, figure III-25).

D’une épaisseur totale d’environ 1km, cette unité est constituée de deux écailles schistosées. En lame mince, des microfailles à remplissage de calcite et des filonnets de quartz indiquent une déformation tardive. Un accident associé à une zone fortement cisailée de largeur métrique sépare les deux écailles de cette unité. Ce contact a un pendage sud-ouest de 50° .

Les formations qui affleurent dans cette zone sont principalement : des marbres semblables à ceux observés dans les flyschs siluriens et englobés par la serpentinite (planche 12.d) ; des basaltes (mésostase microlitique recristallisée et phénocristaux de feldspaths sériciteux) en coulées massives métriques à décamétriques, de l’anorthosite (60% de plagioclases sériciteux, 35% de quartz, 5% d’amphiboles et biotites) ; des péridotites (altérées en serpentinite, avec des fantômes de pyroxènes) ; du gabbro altéré (amphiboles vertes, quartz, reliques de plagioclases, sphènes, amas polycristallins centimétriques amphibolitiques et biotitiques) ; et des dolérites. Tous les blocs sont enchâssés dans une matrice serpentinitique schistosée. La schistosité, à pendage vers le nord-est, est très marquée dans les serpentinites et affecte également les blocs.

Contrairement à l’unité schisteuse silurienne, le mélange ultrabasique ne montre pas de S_2 . Cela ne signifie pas nécessairement qu’elle n’existe pas. En effet, les blocs qui ont une texture hétérogène grenue avec des cristaux dont la taille varie de 50 à 200 μ m, et la matrice composée de serpentinite ne sont pas favorables au développement d’une crénulation nette ni à son observation si elle s’est développée un tant soit peu. Dans les formations micacées des flyschs, la S_2 n’a été observée que dans les niveaux homogènes les plus fins, alors que dans les niveaux détritiques hétérogènes elle n’est pas visible.

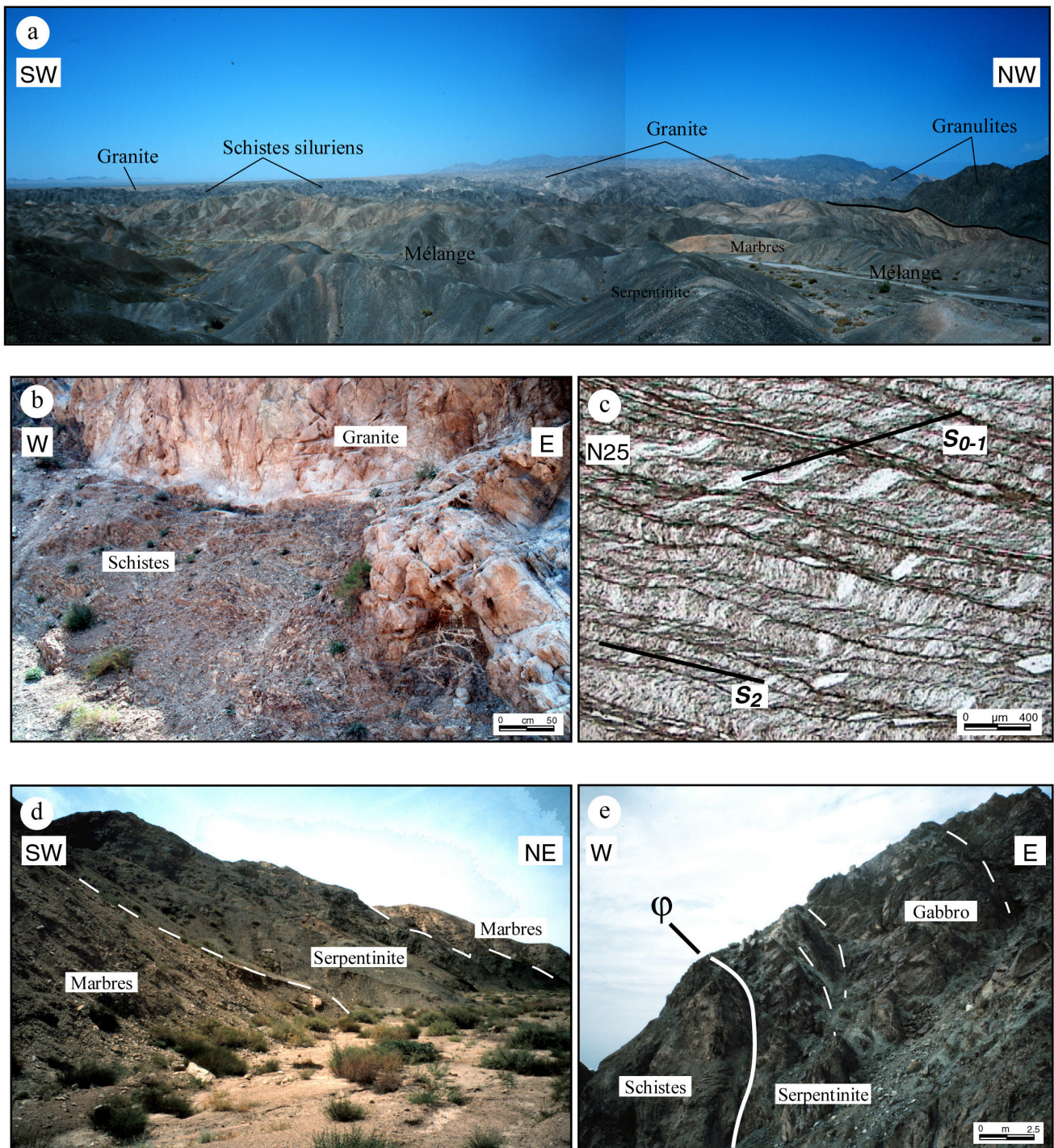


Planche 12 : a) Vue panoramique des unités de Yushugou recoupées par le granite tardi-carbonifère, massif de Kumux ; b) Contact entre le granite et les schistes siluriens, sud de la coupe A-B, secteur de Yushugou ; c) Métagrès micacé, S₀₋₁ plissée et S₂ de crénulation oblique, métaflyschs siluriens, coupe A-B, secteur de Yushugou, LPNA, TS557 ; d) Vue panoramique de blocs de marbre dans la matrice serpentinitique, unité à blocs, secteur de Yushugou ; e) Contact entre l'unité à serpentinite et les schistes siluriens, secteur de Yushugou.

Au contact entre cette unité et l'unité silurienne schisteuse, une zone très déformée de schistes, de serpentinites et gabbros cisailés souligne l'accident et les métagrès et les roches ultrabasiques sont affectés par des plis serrés décimétriques à déversement apparent nord-est. La figure III-26 montre le chevauchement apparent des serpentinites à blocs de gabbro et de dolérite sur les schistes siluriens à blocs de marbres. Le contact n'est pas plan et présente des flexures importantes qui font varier son pendage de 40 à 80° vers le nord-est (planche 12.e).

Sur la route secondaire au sud-est (figure III-24), une écaille étroite d'un mélange à matrice schisteuse et à blocs ultrabasiques et carbonatés affleure sur une centaine de mètres. Coincée entre l'unité silurienne au sud et le mélange ophiolitique au nord-est, elle est bordée par deux contacts à pendage nord-est. Les blocs, parallèles à la S_{0-1} de la matrice, comprennent des marbres, des quartzites, des basaltes, des gabbros et des serpentinites. Cette étroite écaille n'a pas été observée le long de la route principale et nous supposons donc qu'elle est structurée en lambeaux de poussée hectométriques au niveau du contact majeur entre les métaflyschs siluriens au sud-ouest et le mélange et les granulites au nord-est.

c) L'unité à granulites et pyroxénites

Cette unité affleure sur une longueur de 1km au nord du mélange basique et ultrabasique (figure III-24 et figure III-25). A la borne 275, elle est en contact avec le mélange serpentinitique par un accident à pendage nord-est de direction N120. Le chevauchement est souligné par de la serpentinite fortement schistosée.

Les granulites forment des blocs massifs plus ou moins schistosés (planche 13.a). La foliation pend en moyenne vers le nord-est de 80°. Des lentilles de marbre sont concordantes avec les granulites qui les entourent. Des failles tardives cassantes affectent cet ensemble mais les sens de mouvement n'ont pas pu être déterminés. Des filons doléritiques tardifs recoupent la bordure septentrionale des granulites.

Dans le détail, les granulites présentent des types pétrographiques variés à textures porphyroblastiques et litées. Macroscopiquement, des clinopyroxènes, des orthopyroxènes et des grenats sont bien visibles car leur taille peut atteindre plusieurs millimètres. La foliation est principalement exprimée sous la forme d'une alternance de lits sombres, riches en pyroxènes et grenats, et clairs, riches en quartz et plagioclases (planche 13.b).

Les observations lithologiques suggèrent que les granulites de Yushugou dérivent de gabbros, basaltes et grauwackes affectés par un métamorphisme de haute température et une déformation ductile complexe.

Ces roches métamorphiques consistent en une alternance finement litée de schiste amphibolitique, de granulite et de schiste à amphibole et grenat. En général, les granulites présentent des paragenèses très proches les unes des autres. Les porphyroblastes incluent du clinopyroxène, de l'orthopyroxène, du grenat et du plagioclase. Les matrices sont constituées de grains fins de pyroxène (ortho- et clino-), plagioclase et quartz. Quelques minéraux accessoires comme le sphène et la magnétite sont aussi présents.

En lame mince, différents types pétrographiques ont été distingués dans les granulites. Le premier est caractérisé par un rubanement fin de lits très riches en clino- et orthopyroxène et de lits riches en quartz, grenat et plagioclase. Les porphyroblastes, dont la taille varie entre 200 et 600µm, sont composés d'orthopyroxène, de clinopyroxène et d'amphibole (planche 13.c). La matrice est litée et composée de minéraux petits et polygonaux (50 à 100µm de diamètre). Les grands cristaux (Opx, Cpx ± Amp) sont entourés par des couronnes complexes à amphibole, grenat automorphe (rare), clinopyroxène (± plagioclase). Les grenats, quand ils sont présents, semblent déterminer une couronne avec les petites amphiboles entre les pyroxènes et l'assemblage quartz+plagioclase. De petites biotites ont cristallisé dans les interstices au contact des amphiboles coronitiques. Des minéraux opaques et du sphène sont aussi présents en faible quantité. Enfin, de l'épidote tardive remplit les microfissures.

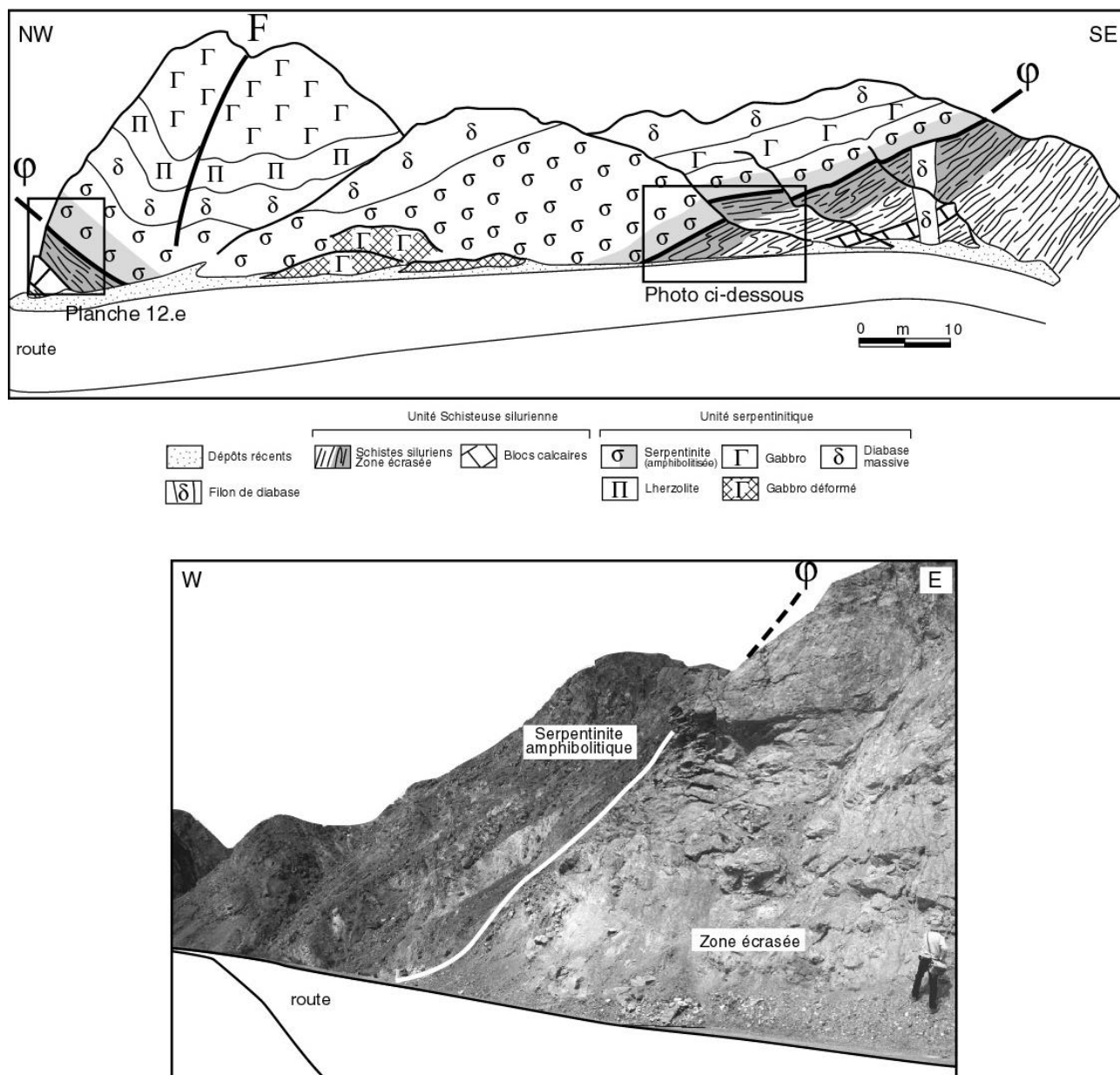


Figure III-26 : Dessin d'affleurement et photographie du contact entre l'unité serpentinitique et l'unité schisteuse silurienne, coupe A-B, secteur de Yushugou, massif de Kumux.

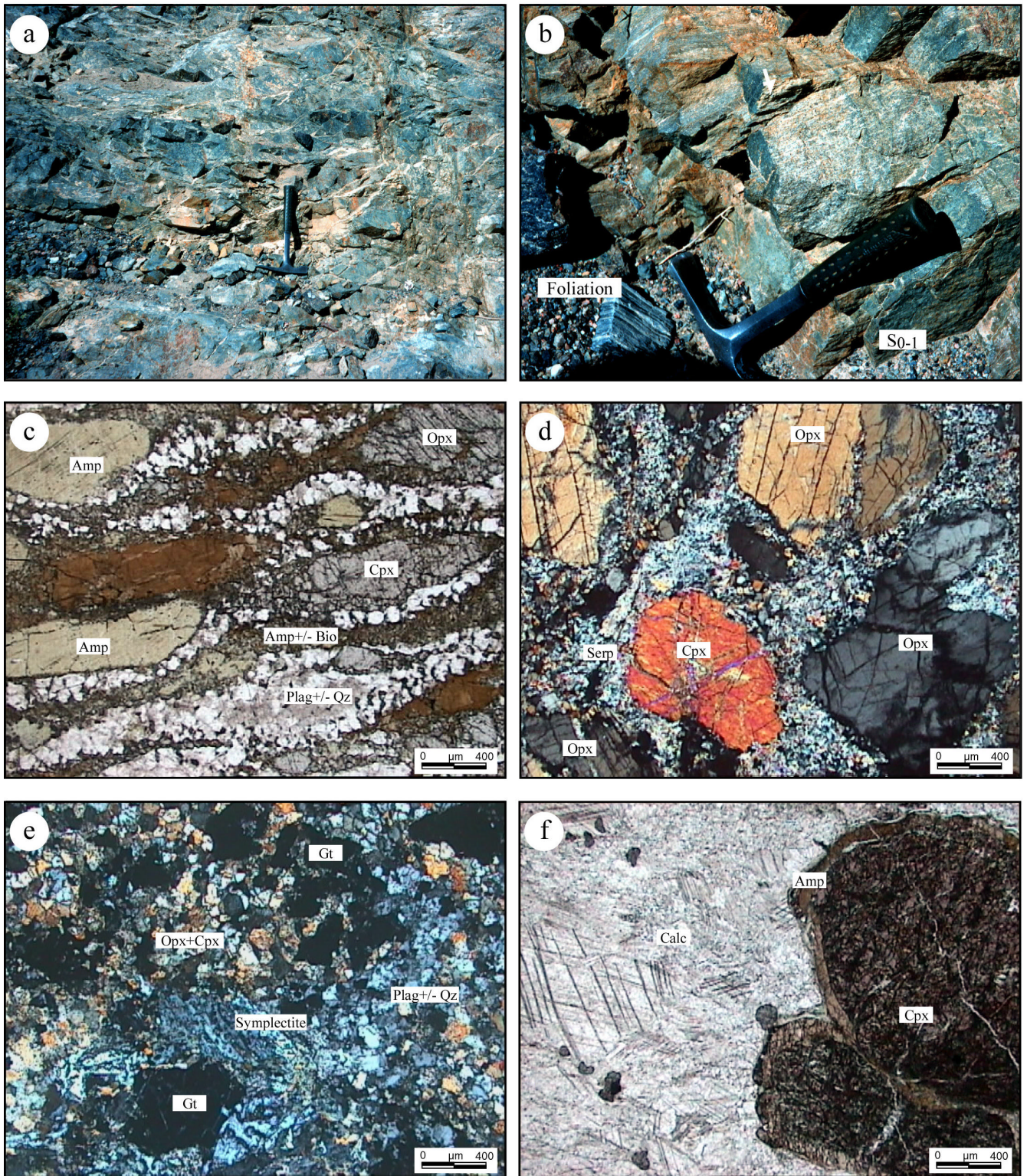


Planche 13 : a) Affleurement de granulite massive, la S_{0-1} n'est pas visible, secteur de Yushugou ; b) Granulites, la S_{0-1} est soulignée par les lits clairs et sombres et un débit grossier, secteur de Yushugou ; c) Texture granulitique typique, porphyroblastes d'amphiboles et de pyroxènes (clino- et ortho-) entourés de couronnes amphibolitiques et de lits quartzo-feldspathiques, LPNA, secteur de Yushugou ; d) Texture typique d'une pyroxénite à deux pyroxènes et à matrice serpentinitique, LPA, secteur de Yushugou ; e) Texture granulitique à grenats et deux pyroxènes, symplectite de clinopyroxène et plagioclase, matrice quartzo-feldspathique, LPA, secteur de Yushugou ; f) Marbre à clinopyroxène à couronne d'amphibole, LPA, secteur de Yushugou.

Amp : amphiboles ; Bio : biotite ; Calc : calcite ; Cpx : clinopyroxène ; Gt : grenat ; Opx : orthopyroxène ; Plag : plagioclase ; Qz : quartz ; Serp : serpentinite.

Un second type de roche granulitique est caractérisé par des porphyroblastes subautomorphes de grenat, de clino- et orthopyroxène millimétriques (visibles sur l'échantillon macroscopique) compris dans une matrice recristallisée et serpentinitique (planche 13.d). Les bordures des orthopyroxènes sont partiellement remplacées par de l'amphibole verte et de la biotite.

Le type pétrographique le plus fréquent présente des porphyroblastes millimétriques d'orthopyroxène et des amas, de 700µm environ de diamètre, de petits cristaux de clinopyroxène dans une matrice à petits grains de plagioclases poëilitiques, de deux pyroxènes et de plagioclases et quartz. Dans certains niveaux, les clinopyroxènes peuvent être absents et des grenats automorphes peuvent être disséminés dans la matrice. Des amphiboles vertes sont présentes dans certains échantillons. Elles sont de deux types : en cristaux automorphes ou en petits cristaux remplaçant certains clinopyroxènes et dessinant des couronnes. Dans ce dernier cas, elles seraient un produit de la réaction du grenat avec le clinopyroxène en présence d'eau donnant de la hornblende et du plagioclase. Des symplectites à clinopyroxènes et plagioclases soulignent sont aussi présentes (planche 13.e). Composées de 60% de clinopyroxènes, elles peuvent résulter de la déstabilisation d'omphacite en clinopyroxène calcique et plagioclase lors d'une chute importante de la pression. Un échantillon de pyroxénite (TS545) a été caractérisé chimiquement (annexe 3). Sa composition sera décrite dans le chapitre concernant les études géochimiques.

Enfin, des marbres ayant subi un métamorphisme de haute température sont composés d'une matrice calcique granoblastique incluant des porphyroblastes (de 1mm à 1cm) de clinopyroxène partiellement rétrotransformés. Une bordure réactionnelle d'amphibole verte entoure les pyroxènes et marque leur rétrotransformation par réhydratation lors d'une baisse de la température (planche 13.f).

Des analyses sur des échantillons de granulite ont été effectuées à l'université de Nanjing à la microsonde électronique. Les orthopyroxènes ont des compositions d'enstatite (67% de Mg, 32% de Fet+Mn) et les clinopyroxènes sont du diopside (26-31% de Mg, 49-50% de Ca, 17-22% de Fet+Mn) (Morimoto, et al., 1988). Les grenats ont des compositions comprises entre $\text{Alm}_{0.49}\text{Gro}_{0.31}\text{Pyr}_{0.18}\text{Spe}_{0.02}$ et $\text{Alm}_{0.53}\text{Gro}_{0.15}\text{Pyr}_{0.32}\text{Spe}_{0.00}$. Les plagioclases ont des compositions de bytownite (An_{82}) et sont fréquemment albitisés sur leurs bordures (An_{36}). Les amphiboles analysées dans cet échantillon révèlent une composition de pargasite (Leake, et al., 1997).

A partir des observations microscopiques, trois stades peuvent être distingués : une paragenèse écloitique précoce, représentée par l'assemblage omphacite (remplacée par les symplectites à Cpx+Plag) et grenat ; une paragenèse granulitique, composée de l'assemblage Cpx+Gt+Plag±Opx ; le troisième stade est marqué par l'assemblage Amp+Plag+Qz±Bio formé durant le métamorphisme rétrograde dans le faciès des amphibolites. Les minéraux de la troisième paragenèse sont de taille réduite et constituent parfois une couronne complexe autour des porphyroblastes primaires. Enfin, de l'épidote et de la chlorite tardives ont cristallisé dans les fissures lors du métamorphisme rétrograde dans le faciès des schistes verts.

Des études thermobarométriques ont été menées sur les granulites du secteur de Yushugou (Shu, et al., 1996 ; Wang, et al., 1999a ; Wang, et al., 1999b ; Wang, et al., 1998 ; Wang, et al., 1999c). Elles indiquent un pic du métamorphisme à des températures comprises entre 658 et 964°C et des pressions comprises entre 0,9 et 1,5GPa suivant les thermobaromètres (Gt-Cpx ; Gt-Cpx-Plag-Qz ; Gt-Opx ; Gt-Opx-Plag-Qz) utilisés par les auteurs.

Les analyses géochimiques effectuées par Shu et al. (2000) indiquent une teneur en SiO_2 comprise entre 45 et 48%, une teneur faible en Na+K et haute en Ca, et une teneur totale

en REE faible. La distribution des REE est proche de celle des basaltes de ride océanique, impliquant une affinité avec une croûte océanique (Shu, et al., 2000).

Gao et al. (1995a) pensent que les roches métamorphiques de haute pression de la partie ouest de la suture du Tianshan sud sont passées dans le faciès schistes bleus à lawsonite, puis dans le faciès schistes bleus à épidote à 415 Ma (Ar-Ar) et enfin, dans le faciès schistes verts à 345Ma (Ar-Ar).

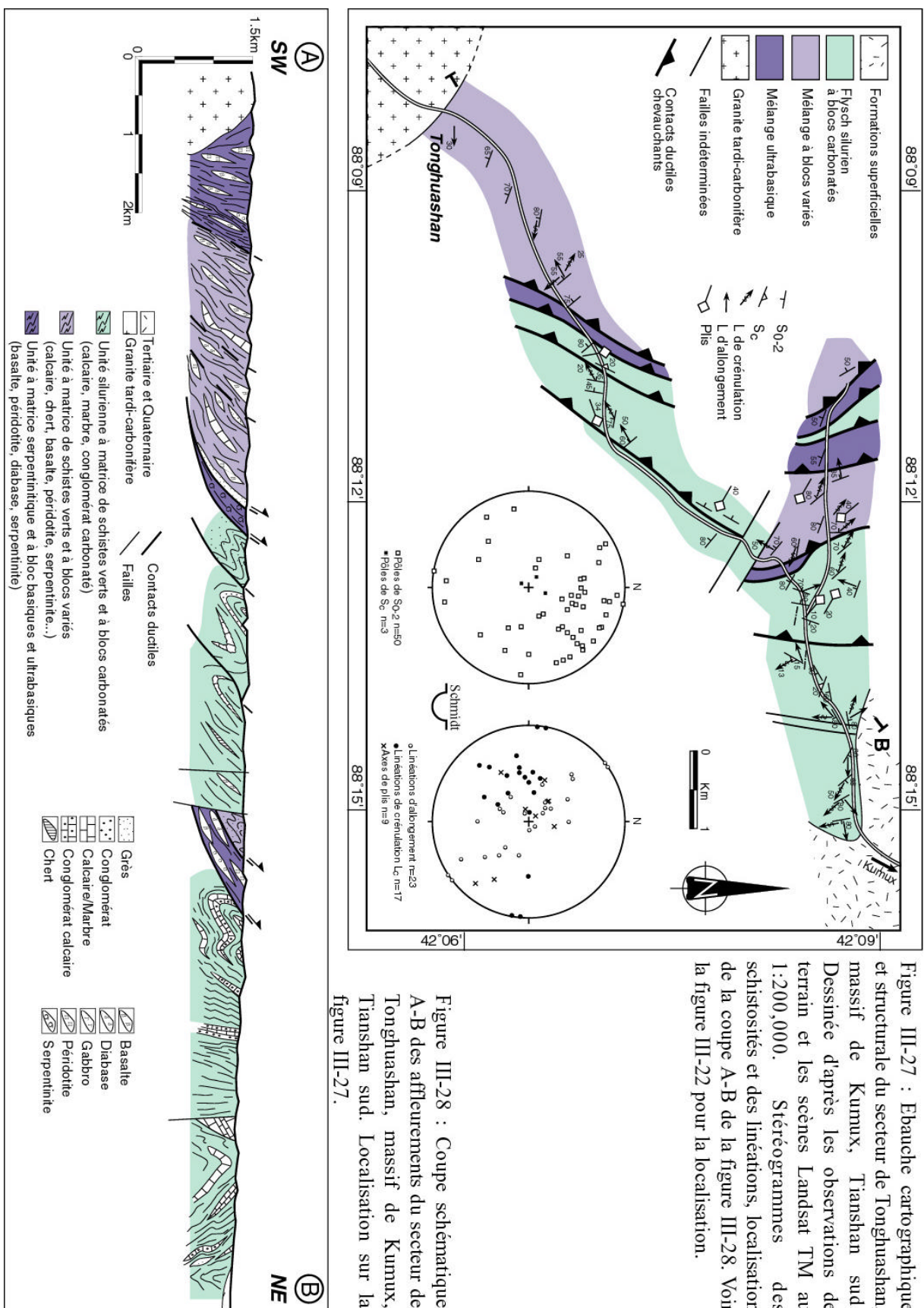
2) Les ophiolites de Tonghuashan

Ce secteur est situé au sud du village de Kumux, au centre du massif ophiolitique (figure III-23). Comme à Yushugou, sa bordure sud-ouest a disparu au profit du granite tardi-carbonifère qui est intrusif dans les unités du mélange (figure III-27). Les observations de cette zone ont été faites le long de deux routes situées entre les points de coordonnées N42°05'40''/E88°08'14'' (granite au sud-ouest) et N42°08'19''/E88°12'29'' (carrefour) pour le segment sud, et les points de coordonnées N42°08'41''/E88°10'58'' (extrémité ouest) et N42°08'43''/E88°15'03'' (extrémité est) pour le segment nord.

Les unités rencontrées dans ce secteur sont structurées en écailles hectométriques à kilométriques séparées par des accidents ductiles à pendage généralement ouest. La coupe A-B de la figure III-28, d'une longueur totale de huit kilomètres, est une synthèse des observations lithologiques et géométriques effectuées dans la zone. D'ouest en est, trois principales unités ont été observées : un mélange tufacé et serpentinitique à blocs de roches quartzitiques, basaltiques et ultrabasiques ; une unité serpentineuse à blocs exclusivement ultrabasiques ; et une unité de schistes verts à blocs de marbres et conglomérats carbonatés.

Au sud-ouest, le mélange schistosé à matrice serpentinitique et tufacée est composé de blocs allongés métriques à pluri-métriques de serpentinite, péridotite altérée, basalte, dolérite, chert, grès quartzitique et marbre (planche 14.a). L'allongement des blocs est parallèle à la schistosité S_{0-2} (~N130 en moyenne et à pendage sud-ouest) de la matrice. Cette dernière est serpentinitique dans la partie sud-ouest près du granite, et contient des blocs d'ultrabasites (péridotites serpentinisées, gabbros) et de basaltes. Après une zone fortement schistosée et déformée, une unité à matrice tufacée contient des blocs principalement représentés par des basaltes, des serpentinites, des quartzites et des marbres. Les basaltes ont des textures en coussins (planche 14.b), et la surface définie par les sommets des coussins (~ S_0) est oblique par rapport aux contours du bloc, soulignant leur caractère exotique. De plus, le contact « normal » entre les blocs de marbres, dont la S_0 est légèrement oblique par rapport à la S_{0-2} des schistes, et les tufs confirme la formation synsédimentaire du mélange schisto-tufacé (planche 14.c). Affleurant sur une longueur de quatre kilomètres, l'unité est bordée à l'est par un accident à pendage ouest qui la fait chevaucher sur une écaille étroite (<400m) de serpentinite broyée. Cette écaille est elle-même en contact avec des schistes flyschs des plissés. Une schistosité de crénulation (appelée S_c), plan axial des plis affectant ces métagrès, pend à l'ouest de 20° environ.

Au nord de ces schistes, qui affleurent sur un kilomètre, l'unité silurienne de métaflyschs à blocs carbonatés présente un plissement important à déversement apparent vers le nord. Les plis sont marqués dans les marbres par des charnières sans racine associées à une schistosité plan axial. Dans les grès et pélites de la matrice, la schistosité de crénulation est réfractée entre les bancs gréseux (dans lesquels elle n'est pas toujours visible) et pélitiques (cf. analyse structurale). Ces métaflyschs gréseux sont très semblables à ceux de Yushugou. Ils sont composés d'une alternance de bancs gréseux (les plus abondants) et de lits pélitiques décimétriques. Ces flyschs ont subi un métamorphisme dans le faciès schistes verts, souligné par l'abondance de chlorite dans certains niveaux schistosés.



Des grauwackes fines sont intercalées dans les métapélites. Leur matrice fine de quartz et micas néoformés contient de nombreux clastes de 100µm de quartz et de feldspaths sériciteux. D'autres niveaux présentent des faciès très fins à oxydes abondants qui soulignent la S_{0-1} . En général, les grès et microgrès ont des matrices recristallisées en quartz et micas et contiennent de la calcite (entre 5 et 25%) porphyroclastique ou en petits grains dans la matrice.

Un accident à pendage ouest affecte le mélange schisteux le long de la route. Des failles tardives recoupent ces formations et les mettent en contact avec des écaïlles de schistes grésio-tufacés qui chevauchent un nouvelle écaille serpentinitique. Celle-ci comporte des blocs de péridotites, de dolérites et de basaltes altérés. Une faille, associée à une zone broyée métrique et à pendage ouest, la met de nouveau au contact de schistes siluriens situés à l'est (planche 14.d).

Les métaflyschs englobent de nombreux olistolithes de calcaires et conglomérats carbonatés (planche 14.e) pouvant atteindre des tailles de plusieurs centaines de mètres. Ces blocs sont largement plissés (déversement apparent vers le nord) et des terminaisons péricleinales ont été observées (figure III-29). Un échantillon de marbre (TS528), à grain fin et à clastes a été analysé par goniométrie de texture. Les figures de pôles obtenues indiquent un mouvement vers le N340 discuté dans l'étude des textures des marbres. Le contact entre les marbres et les métaflyschs est sédimentaire comme le montre l'attitude de la schistosité qui suit la surface des blocs (planche 14.f). Cette schistosité présente des directions de pendage variées en raison des nombreux plis et terminaisons péricleinales observés dans cette unité. Une schistosité de crénulation est parfois visible dans les charnières de plis dont elle est plan axial. L'olistostrome silurien est recoupé par des failles fragiles tardives et est finalement recouvert par les sédiments détritiques méso-cénozoïques du bassin de Kumux.

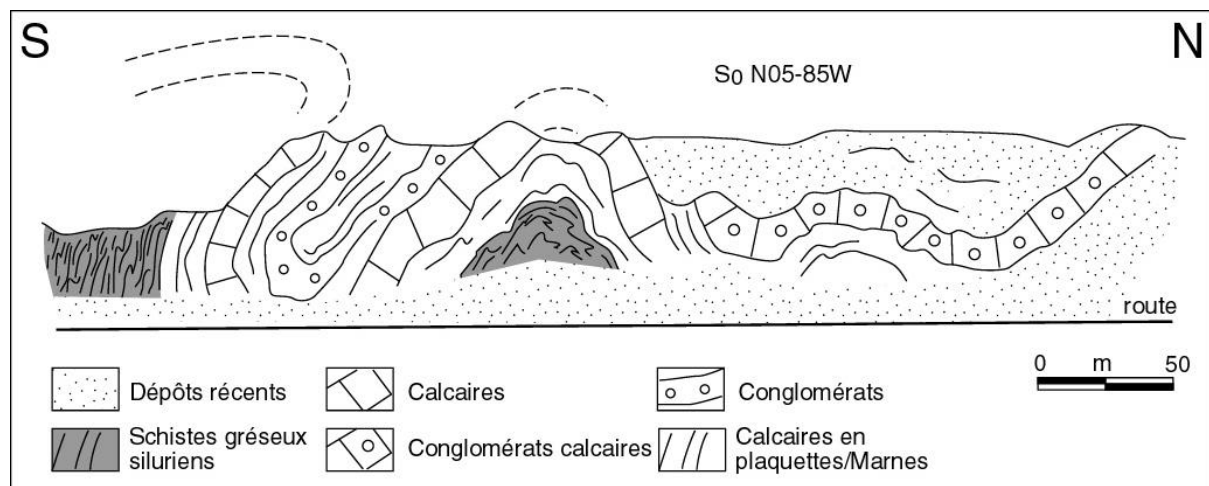


Figure III-29 : Dessin schématique de plis dans un olistolithe de calcaire et de conglomérats calcaireux dans l'unité schisteuse silurienne, Tonghuashan, massif de Kumux.

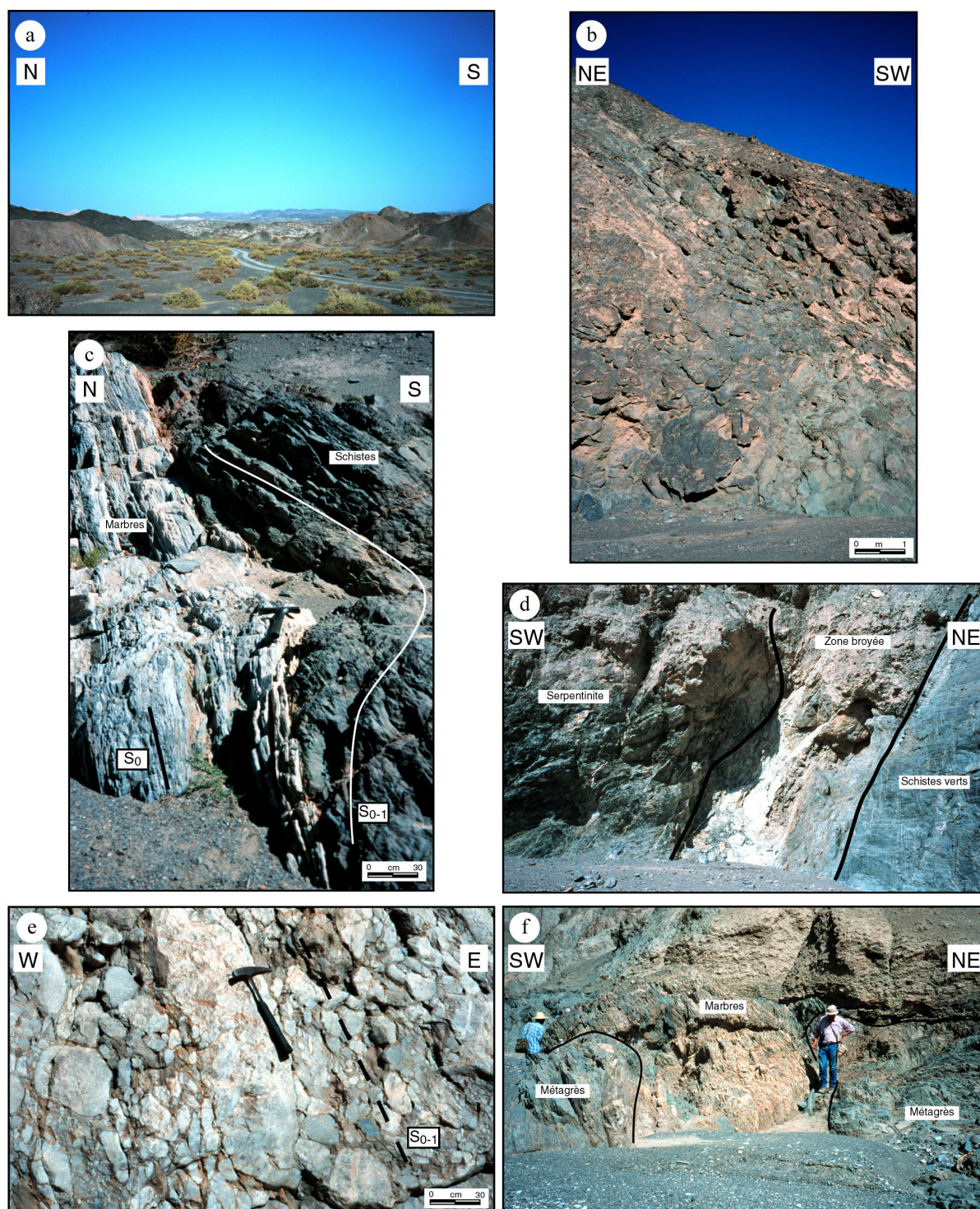


Planche 14 : a) Vue panoramique du mélange à matrice tufacée et blocs ultrabasiques, Tonghuashan ; b) Basaltes en coussins, bloc dans la matrice serpentinitique, Tonghuashan ; c) Contact sédimentaire entre un bloc de marbre et la matrice schisteuse, Tonghuashan ; d) Contact associé à une zone broyée entre les serpentinites et l'unité schisteuse silurienne, Tonghuashan ; e) Conglomérat calcaire, bloc dans l'unité schisteuse, Tonghuashan ; f) Contact sédimentaire entre des blocs de conglomérat calcaire et les métagrès siluriens, Tonghuashan.

3) Les ophiolites de Liuhuangshan

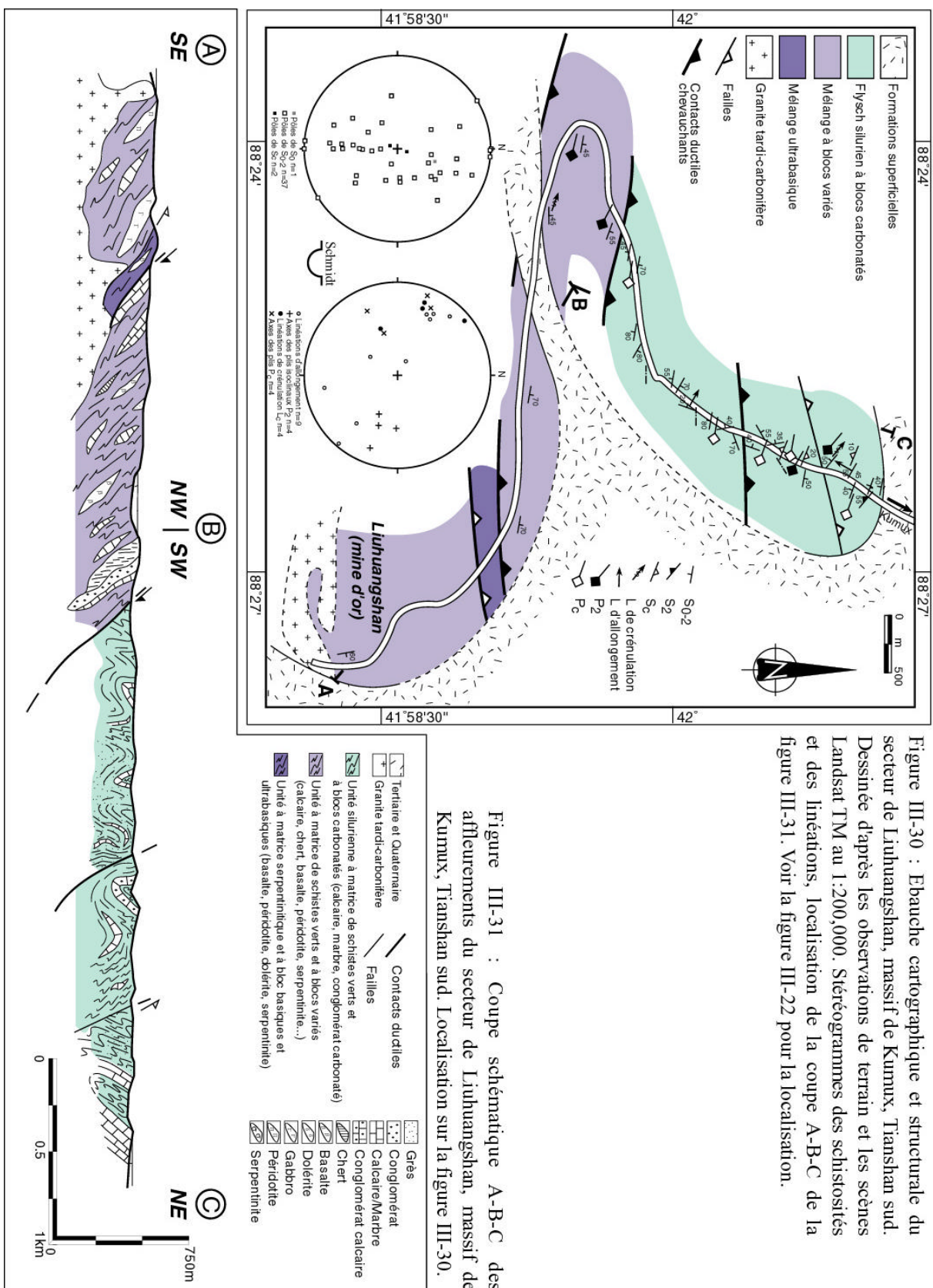
La troisième zone qui a permis l'étude des formations ophiolitiques de Kumux se situe à l'extrémité méridionale du massif. La route, menant à la mine d'or (abandonnée) de Liuhuangshan, autorise l'observation d'une unité à matrice tufacée à blocs de roches basaltiques, ultrabasiques et carbonatées et d'une unité schisteuse à blocs de calcaires et de marbres conglomératiques (figure III-30). La section A-B-C, présentée sur la figure III-31, commence au point de coordonnées N41°58'13''/E88°27'43'' au sud, et finit au point N42°01'10''/88°26'39'' dans le bassin de Kumux. Elle est longue d'environ cinq kilomètres.

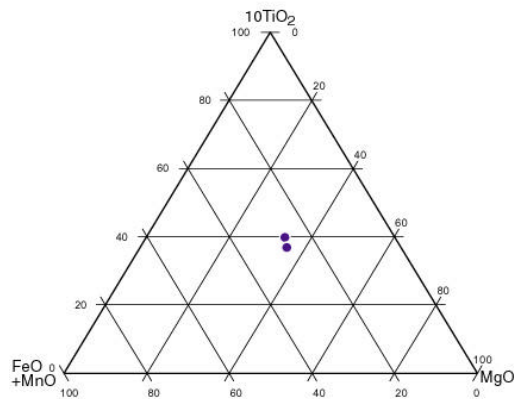
A son extrémité sud, le secteur est recoupé par le pluton granitique tardi-carbonifère non déformé et commun à tout le massif de Kumux. L'unité affectée par le granite est un mélange à matrice schisteuse tufacée. Ce mélange à blocs très variés donne un paysage bariolé typique (planche 15.a). Les blocs, dont l'allongement est parallèle à la schistosité, sont composés de marbres, de calcaires à crinoïdes recristallisés, de cherts rouges à fantômes de radiolaires non identifiables (planche 15.b), de gabbros altérés (à biotites tardives non orientées dues au granite), de dolérites (à amphibole verte, pyrite, albite, épidote et quartz), de basaltes et d'amphibolites. Ces dernières ont une texture granoblastique à porphyroblastes d'amphiboles vertes dont la taille varie entre 5 et 15mm. Ces amphiboles ont une composition comprise entre la magnésiohornblende et l'actinote (figure III-32)(Leake, et al., 1997). Elles sont poëilitiques à inclusions de biotites et de plagioclases (An₂₀). Entre les porphyroblastes, des petits cristaux de diopside (Morimoto, et al., 1988) sont entourés d'oligoclases qui remplissent les espaces intergranulaires (figure III-32)(annexe 2). Les clinopyroxènes peuvent être hérités d'une paragenèse granulitique rétrotransformée en amphibolite. Les analyses géochimiques de deux échantillons, TS540 et TS541 (annexe 3), seront décrites dans le chapitre 4 et feront l'objet d'une comparaison avec les amphibolites du Tianshan central et de Yushugou.

La matrice du mélange est très schistosée et les plis qui l'affectent montrent un déversement apparent vers le nord-est. Une écaille, de 250 mètres de large, de matériel gabbroïde et serpentinitique est intercalée dans l'unité à blocs. Les gabbros y ont une texture mylonitique soulignée par des rubanements de quartz recristallisé. Cette écaille chevauche le mélange situé au sud en raison d'une faille inverse tardive. La bordure nord des gabbros et serpentinites est caractérisée par une zone broyée à pendage nord. Les sigmoides des fragile-ductiles présents au contact semblent indiquer un mouvement du compartiment supérieur vers le nord. L'écaille passe sous des bancs de marbres massifs enchâssés dans la matrice tufacée (planche 15.c). Cette unité, identique à celle située au sud de l'écaille gabbroïde, affleure sur 1,5 kilomètres. Des blocs hectométriques de marbres et conglomérats viennent s'ajouter aux blocs basiques. En allant vers le nord, les blocs ultrabasiques et basiques se font de plus en plus rares et laissent la place à des lithologies plus carbonatées. Finalement, l'unité à blocs est bordée au nord par un accident à pendage nord qui la fait passer sous l'olistostrome silurien.

Cette unité de métaflyschs est comparable à celle de Tonghuashan. Elle contient de nombreux blocs de marbres et de conglomérats calcareux englobés dans des flyschs grésopélitiques métamorphisés dans le faciès schistes verts. La schistosité est fortement plissée ici aussi et le déversement apparent des plis est nord (planche 15.d). Un échantillon de marbre (TS537) a fait l'objet d'une étude goniométrique, détaillée dans le chapitre 4. Ces marbres forment des olistolithes hectométriques dont l'allongement est parallèle à la schistosité des flyschs (planche 15.e).

Des failles fragiles tardives recoupent l'ensemble flyschosien. Certaines délivrent des critères macroscopiques, indiquant un mouvement inverse, d'autres ne montrent pas d'éléments structuraux interprétables. La coupe se termine dans les sédiments détritiques du bassin de Kumux.





Compositions des biotites dans le diagramme
10TiO₂-MgO-FeO+MnO



Compositions des plagioclases
dans le diagramme Ab-An-Or

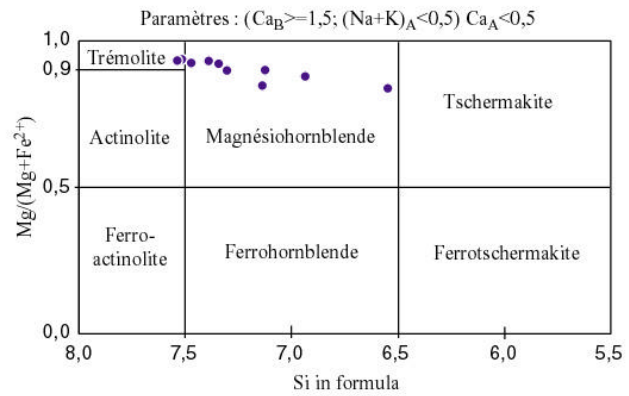
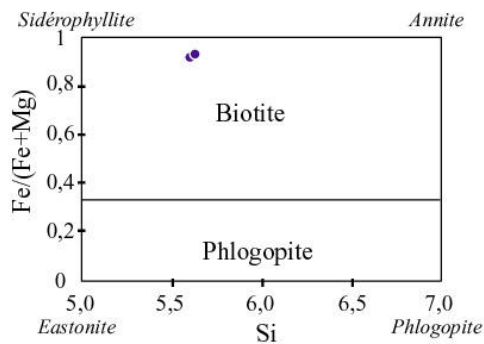
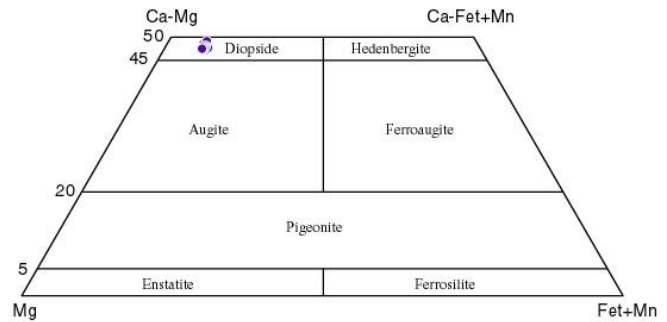


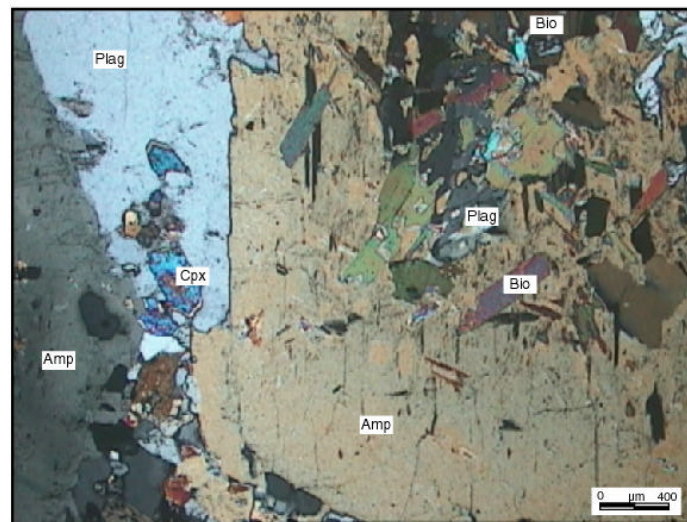
Diagramme des compositions des
amphiboles (Leake et al., 1997).



Compositions des micas noirs
dans le diagramme Si Vs Fe/(Fe+Mg).



Compositions des clinopyroxènes (Morimoto, 1988).



Amp : amphibole ; Bio : biotite ; Cpx : clinopyroxène ; Plag : plagioclase

Figure III-32 : Diagrammes des compositions des minéraux principaux et microphotographie de l'amphibolite TS541, bloc dans le mélange ophiolitique de Liuhuangshan, coupe A-B, massif de Kumux.

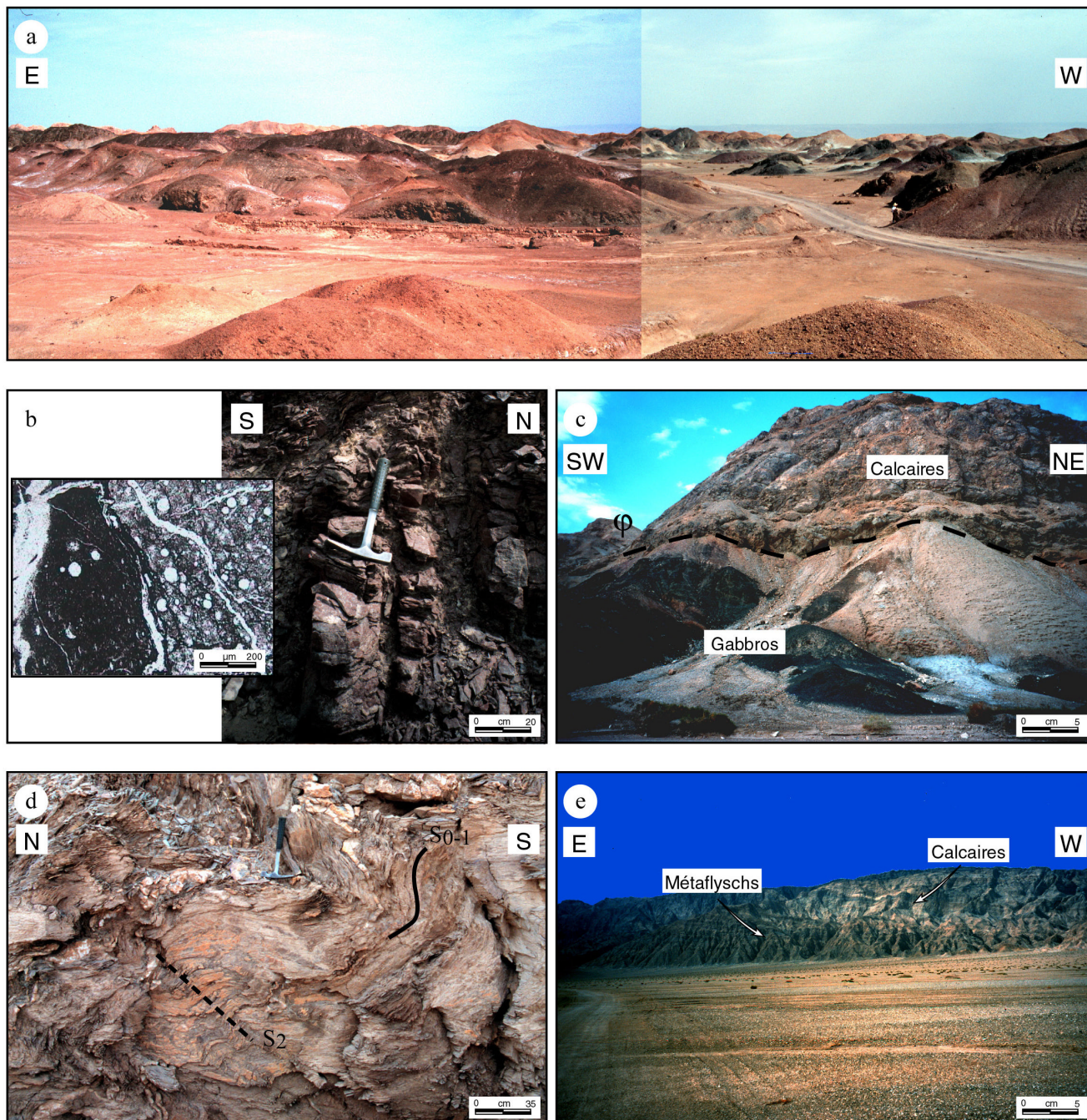


Planche 15 : a) Vue panoramique du mélange de Liuhuangshan ; b) Bloc de chert décimétrique, microphotographie montrant les radiolaires recristallisés, unité ophiolitique de Liuhuangshan ; c) Vue du contact entre un bloc de marbre décamétrique et l'écaille de gabbro, secteur de Liuhuangshan ; d) Plis P2 à déversement nord dans les métaflyschs siluriens de l'unité à blocs de marbre, développement d'une S2 fruste, secteur de Liuhuangshan ; e) Vue panoramique vers le sud de l'unité schisteuse à blocs de marbre, secteur de Liuhuangshan.

B. Les structures

1) Schistosités et macrostructures

Les unités du massif ophiolitique de Kumux ont montré deux types de déformation. Tout d'abord, une déformation intime a lieu dans des conditions de basse à moyenne température (comparable au stade D2¹ des secteurs précédents). Puis, un plissement (comparé au stade D2²) à déversement nord a induit la formation de plis P_c, décimétriques à millimétriques associés au développement d'une schistosité de crénulation S_c, plan axial, et d'une linéation de crénulation subhorizontale L_c. Dans le massif de Kumux, le granite intrusif tardi-carbonifère et l'âge Dévonien inférieur-moyen des blocs du mélange permettent de contraindre l'âge de la déformation issue de la mise en place des nappes.

Dans le secteur de Yushugou, la linéation d'allongement a une direction comprise entre N05 et N90 et les schistosités (appelées S₀₋₂ dans les métaflyschs (car cette schistosité y est sub-parallèle à la S₀) et S₂ dans les écaïlles ophiolitiques (dans lesquelles aucune surface stratigraphique n'est visible) ont des directions N120 en moyenne (figure III-24) (Remarque : pour simplifier, nous regrouperons sous le terme S₀₋₂ les deux schistosités observées dans les schistes et dans les formations ultrabasiques et granulitiques). Les pendages de la S₀₋₂ sont variables en raison du plissement important qui les a affectées ultérieurement. Ce sont les métaflyschs qui présentent les plis et les critères macroscopiques les mieux développés. En effet, les schistes siluriens, en raison de leur lithologie, enregistrent bien ce type de déformation. Les formations serpentinitiques, les blocs ultrabasiques et les granulites n'ont pas aussi bien développé ce type de structures.

Des plis isoclinaux ou en fourreaux, P₂, se sont développés parallèlement à la linéation d'étirement L₂ (figure III-33) et ont été replissés par la phase de plissement D2². La schistosité S_c, peu visible à l'affleurement, est en fait très bien exprimée dans les formations quartzo-micacées et est plan axial des plis tardifs P_c. Dans les métagrès très fins, les niveaux micacés ont bien enregistré la S_c, alors que dans les niveaux plus grossiers ou quartzeux elle est fruste et réfractée (figure III-34). A proximité du contact entre les métaflyschs siluriens et le mélange ultrabasique, les formations sont plus déformées. Les éléments structuraux observés à l'affleurement sont : des exsudats de quartz (parfois de calcite) de forme sigmoïde ou plissés (figure III-33 et planche 16.a) et des plis P_c déversés au nord qui peuvent replisser les plis isoclinaux P₂ (figure III-34 et planche 16.b). En lame mince, les microplis montrent, à l'instar des plis décimétriques, un déversement vers le nord-est (figure III-34).

Dans le secteur de Tonghuashan, la S₀₋₂ mesurée dans les unités ultrabasiques, schisteuses à blocs variés et flyschs des à olistolithes de marbres, présente des directions variant entre le N150 et le N30 (figure III-27). Cette dispersion est là aussi probablement due en partie au plissement tardif. Les linéations d'allongement sont réparties selon une direction N125 environ (figure III-27). La schistosité S_c a rarement été observée et la linéation de crénulation (L_c) est bien exprimée dans les schistes à blocs calcaires où elle est de direction N100. Les plis mesurés sur cette coupe sont de deux types : isoclinaux P₂ ; des plis P_c, déversés au nord et replissant les plis P₂ (figure III-33). La S_c semble moins pénétrative que dans le secteur de Yushugou mais, dans les formations grésopélitiques et calcaires de Tonghuashan, elle est présente sous forme de plans axiaux de plis en chevrons, soulignant des « kink bands » conjuguées (planche 16.d) et elle est plan axial des plis P_c déversés au nord. Elle est mieux exprimée dans les niveaux pélitiques (planche 16.e).

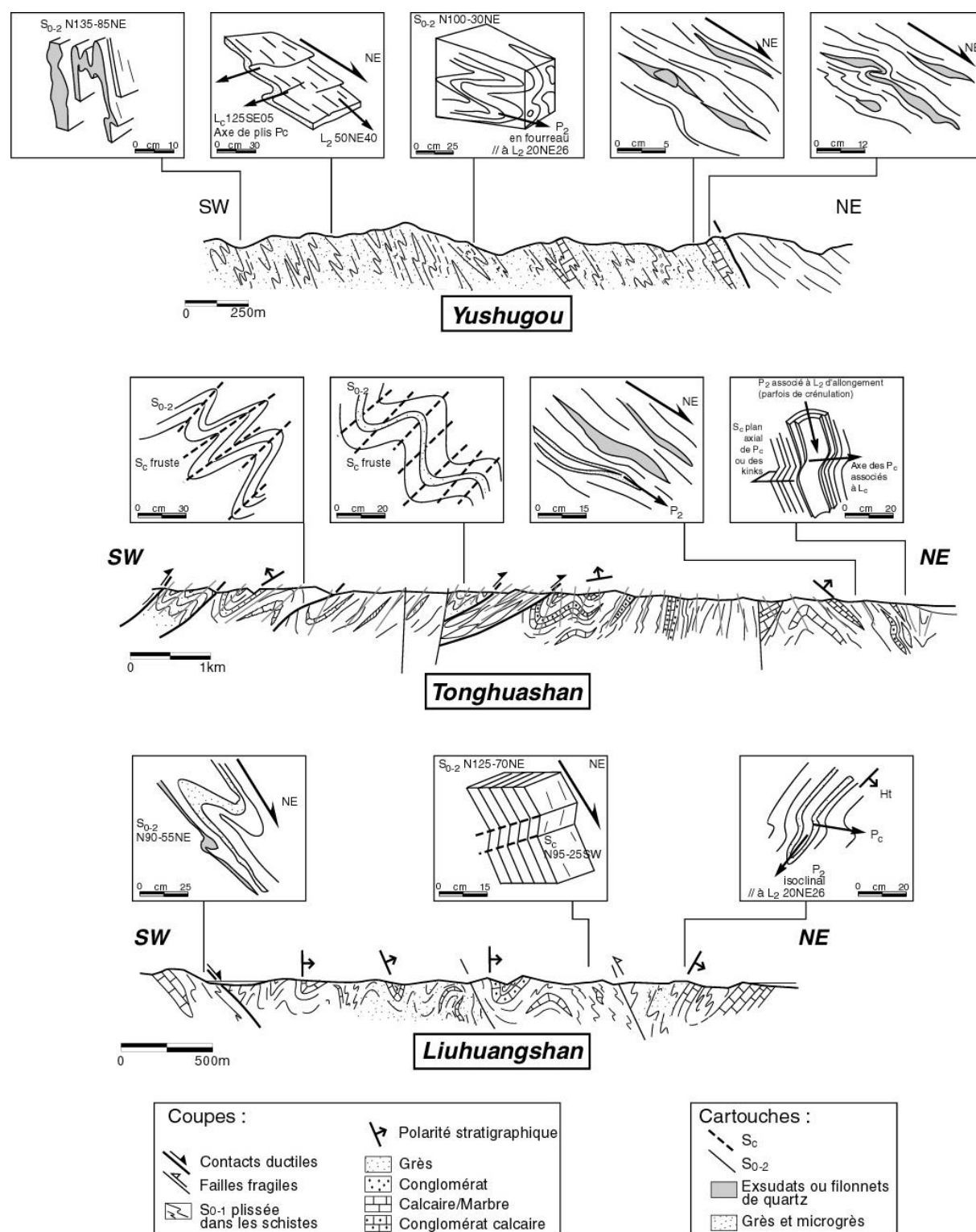


Figure III-33 : Synthèse des éléments structuraux macroscopiques observés dans les unités schisteuses du massif de Kumux : relations S₀₋₂/S_c, plis P₂ et P_c, exsudats de quartz sigmoïdes, "kink bands". Déversement général vers le nord-est. Coupes extraites des figures III-25, III-28 et III-31.

A Liuhuangshan, la S_{0-2} a une direction beaucoup plus régulière que dans les deux autres zones. Cette schistosité a une direction moyenne N95 et est affectée par le plissement tardif (figure III-30). Les plis isoclinaux P_2 plongent vers l'est et sont replissés par les plis P_c (figure III-33).

Postérieurement à la formation des S_{0-2} , le plissement relatif à D_2^2 a entraîné la formation de plis plus ou moins serrés selon leur position par rapport au contact important (figure III-33). Ces plis ont été bien observés dans les schistes siluriens. A l'affleurement, ils montrent un déversement apparent vers le nord-est (planche 16.c) et la S_c peut être observée dans certains niveaux fins. En lame mince, cette S_c est bien visible dans toutes les formations gréso-pélitiques, elle est fruste dans les niveaux les plus détritiques (planche 16.f).

2) Microstructures

Les éléments structuraux associés à la linéation d'allongement sont assez rares dans les formations de Tonghuashan et de Liuhuangshan. C'est dans les schistes siluriens et les granulites de la zone de Yushugou qu'ils sont les plus nombreux. Dans tous les cas, ils présentent un sens de cisaillement vers le nord (entre le N290 et le N50 suivant le secteur). La figure III-35 synthétise les indicateurs cinématiques observés à l'affleurement, en lames minces ou encore obtenus par goniométrie de texture pour chacune des trois zones du massif de Kumux.

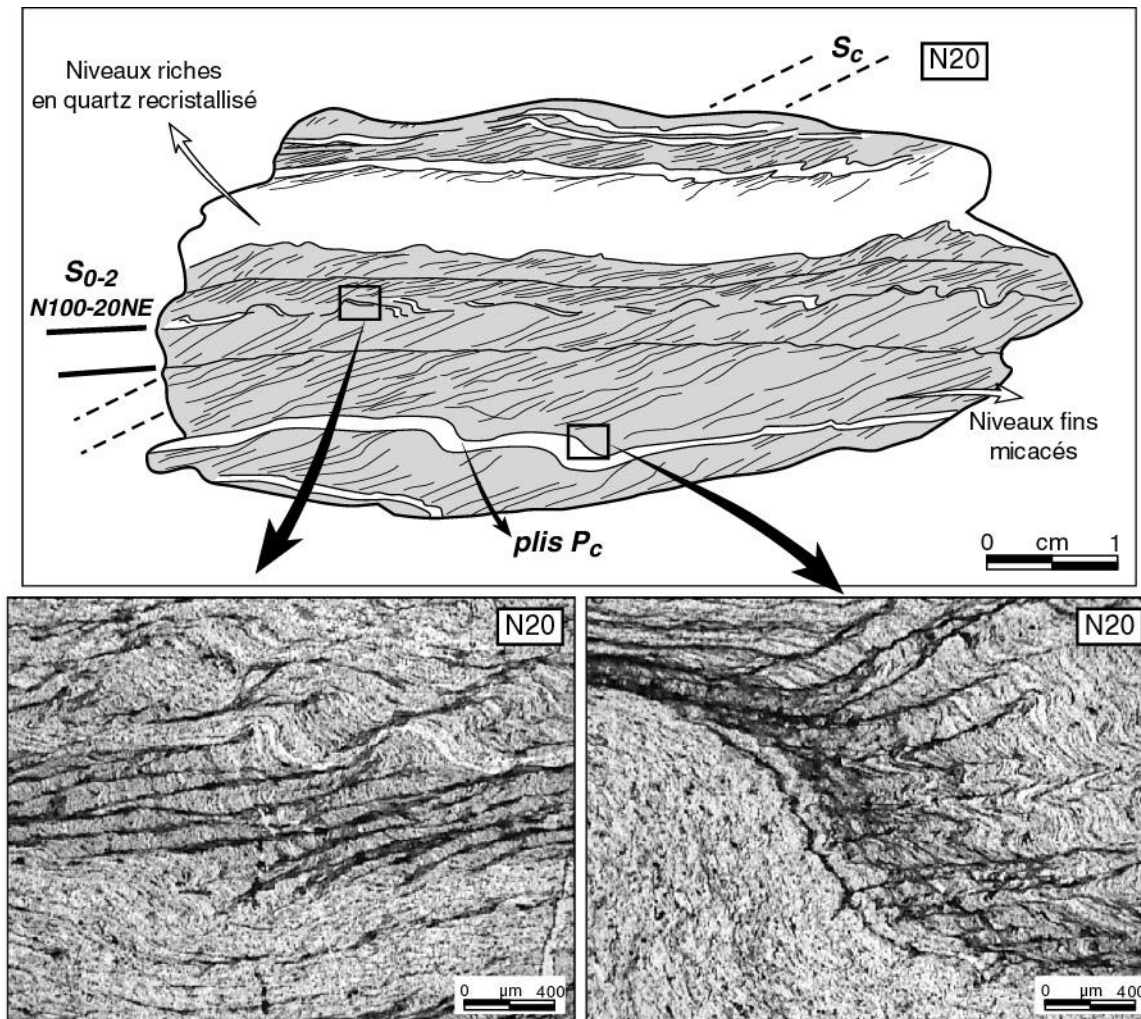


Figure III-34 : Exemple de crénulation S_c observée dans les métagrès siluriens (TS556). Les microplis P_c associés à la schistosité de crénulation S_c réfractée ont un déversement vers le nord. Unité à blocs de marbres, Yushugou, massif de Kumux.

La linéation d'étirement étant plissée par les plis P_c , les critères cinématiques sont les témoins d'une déformation antérieure au plissement responsable de la formation des plis P_c et de S_c . En effet, le développement d'une schistosité de crénulation dans des microgrès qui contiennent des quartz sigmoïdes indiquant un cisaillement vers le N50, confirme l'antériorité de cette déformation par rapport au plissement P_c (planche 17.a).

Les microstructures sont de plusieurs types : phénoclastes de quartz sigmoïdes (planche 17.a et b) ; pyrites à franges de quartz ; bandes de cisaillement soulignées par de la chlorite (planche 17.c) ou par des amphiboles déstabilisées en oxydes et sphènes (planche 17.d) ou encore des bandes de cisaillement dans des métagrès à oxydes et micas (planche 17.e). Près des contacts, les critères sont souvent mieux développés comme par exemple des exsudats de quartz sigmoïdes (planche 17.f).

Tous les éléments structuraux observés dans les unités du massif de Kumux montrent des conditions de moyenne à basse température. Les minéraux syntectoniques sont principalement de la chlorite ou du quartz. Ce dernier ne comporte pas de trace d'une recristallisation dynamique de haute température. De même, les granulites de Yushugou ne présentent pas de trace d'un cisaillement important.

Les marbres, dont l'étude goniométrique est exposée dans le paragraphe suivant, montrent deux vergences : une vergence nord dans le secteur de Tonghuashan, en accord avec les observations micro- et macrostructurales ; une vergence sud et sud-est dans les secteurs de Yushugou et Liuhuangshan, dans des conditions de basse température. Elle peut être interprétée comme le résultat d'une déformation tardive car la calcite se déforme particulièrement rapidement, même dans des conditions de basse température.

3) Conclusion sur les structures dans le massif ophiolitique de Kumux

Pour conclure sur la structuration du massif de Kumux, deux phases peuvent être distinguées. Elles sont apparentées à la phase D2. Alors que dans les secteurs de Tuokexun-Kumux et de Mishigou, aucun argument ne permet de distinguer chronologiquement $D2^1$ et $D2^2$, dans les ophiolites de Kumux, les relations entre les plis $P2$ relatifs à $D2^1$ et les plis tardifs relatifs à $D2^2$ permettent la distinction de ces deux stades.

La première phase, $D2^1$, a eu lieu dans des conditions de basse à moyenne température et est associée au développement d'une schistosité appelée S_2 , observée dans les écaillles métamorphiques et dans les flyschs siluriens où elle est sub-parallèle à la S_0 et associée au développement d'une linéation d'allongement. Les critères montrent une vergence vers le nord ou le nord-est. Des plis en fourreau, parallèles à la linéation, ou isoclinaux se sont développés dans les formations suffisamment compétentes. Cet épisode tectonique peut être considéré comme responsable de la structuration en écaillles et de l'exhumation des granulites. Dans ce cas, $D2^1$ a un âge postérieur à celui du pic du métamorphisme granulitique et à celui des blocs de chert du Dévonien inférieur et moyen (Gao, et al., 1998). Il serait également antérieur au Carbonifère supérieur (âge du granite recoupant le massif de Kumux).

La deuxième phase, $D2^2$, responsable du plissement P_c et du développement de la schistosité de crénulation S_c , est intervenue dans un niveau structural supérieur. Bien exprimée dans les formations les moins compétentes, cette déformation est elle aussi à vergence nord, comme le montrent le déversement des plis et les macrostructures. Son âge est soumis aux mêmes contraintes que celui de $D2^1$. Ces deux stades représentent donc deux déformations (regroupées sous la dénomination D2) qui se sont succédés entre le Dévonien moyen et le Carbonifère supérieur.

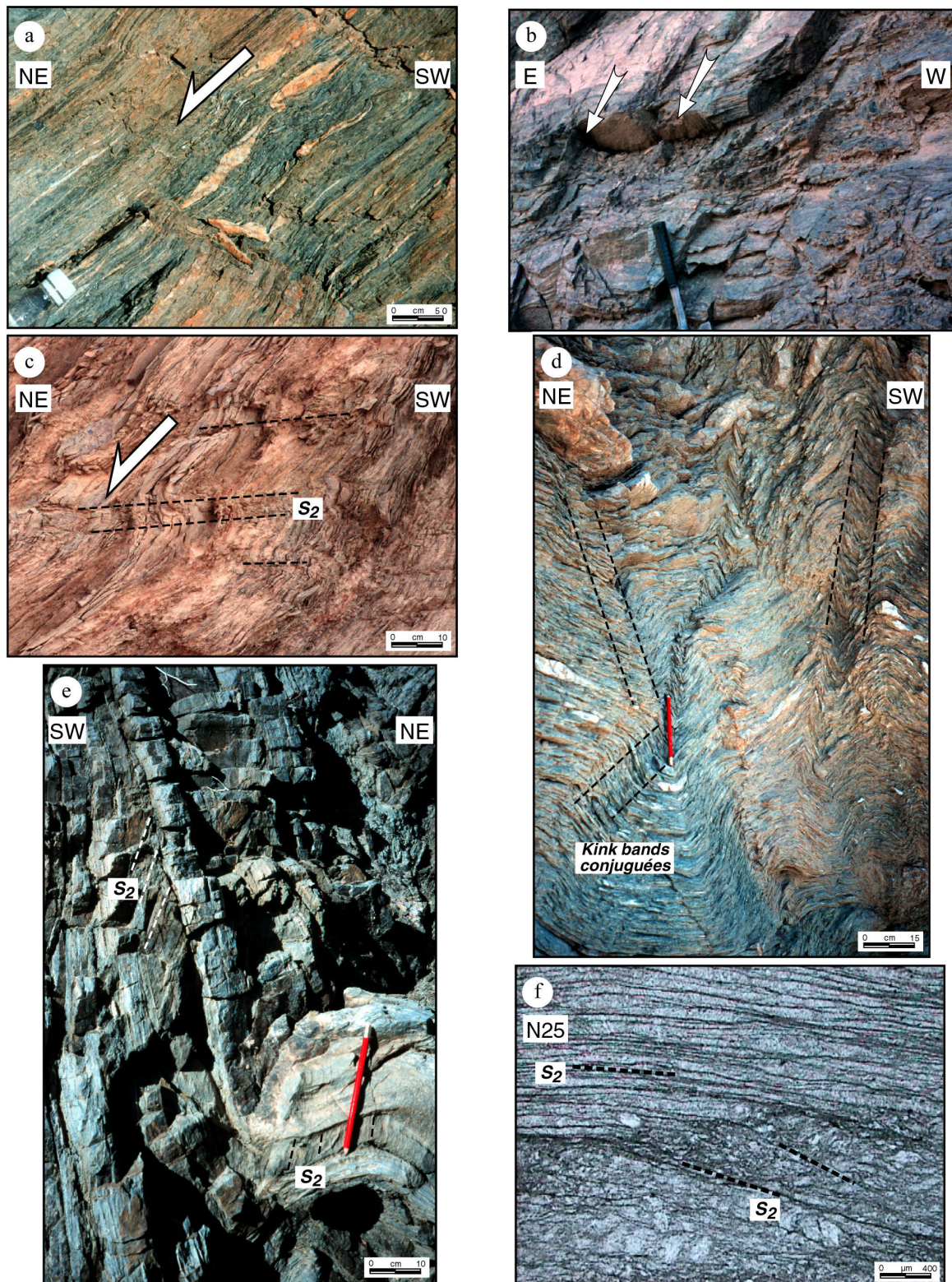


Planche 16 : a) Exsudats de quartz plissés à déversements vers le nord-est, Yushugou ; b) Plis P2 dans les pélites schistosées, déversement vers le nord-est, Yushugou ; c) Plis décimétriques dans les schistes calcaires siluriens, déversement vers le nord-est, Liuhuangshan ; d) "Kink bands" conjuguées dans des marbres conglomératiques, Tonghuashan ; e) S₂ réfractée dans les flyschs siluriens, Tonghuashan ; f) S₂ réfractée entre les lits détritiques et les niveaux micacés, grauwackes siluriennes, LPNA, Liuhuangshan.

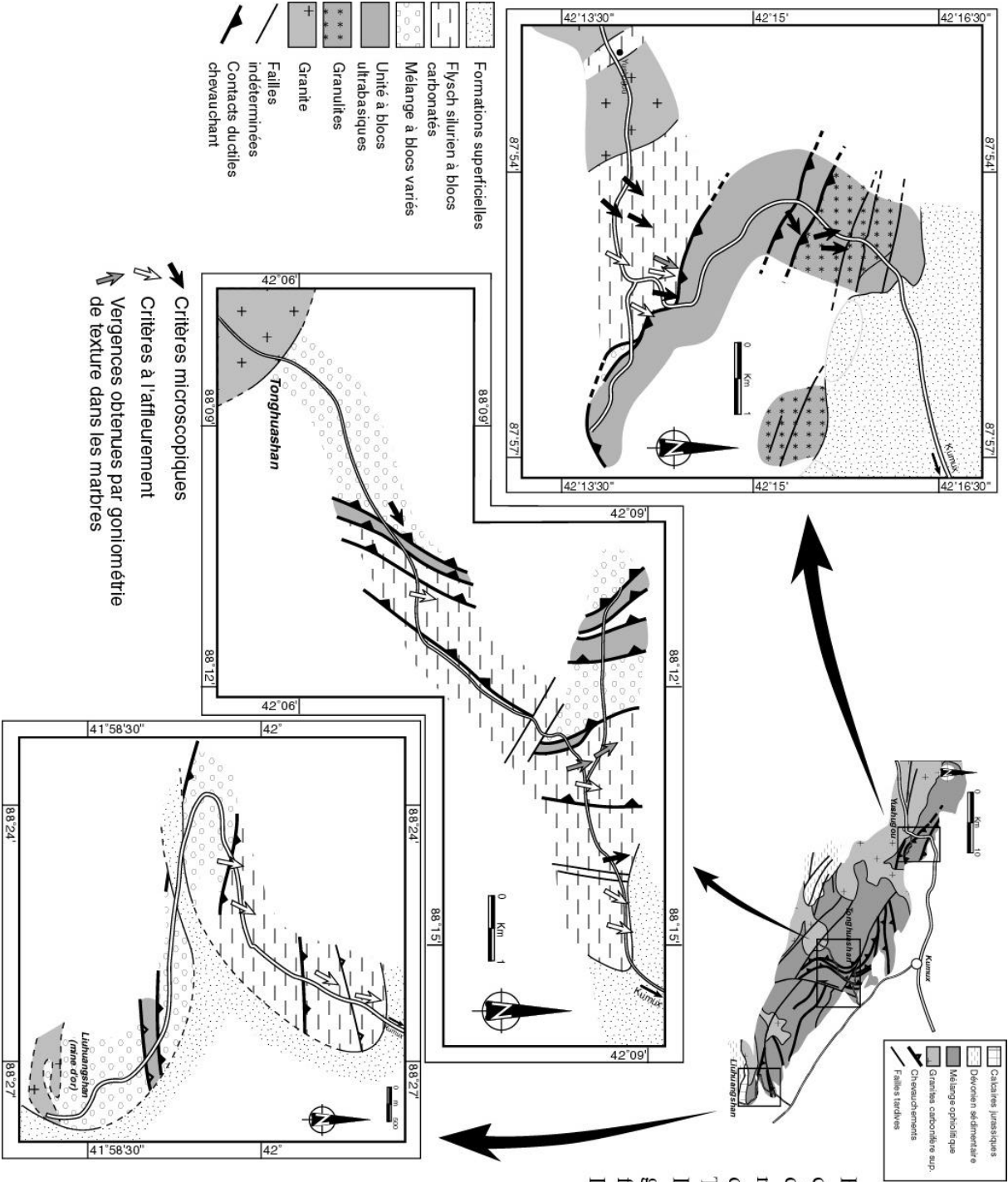


Figure III-35 : Carte cinématique synthétique des vergences dans le massif de Kumux, détails des secteurs de Yushugou, Tonghuashan et Liuhuangshan. Fonds géologiques extraits des figures III-24, III-27 et III-30.

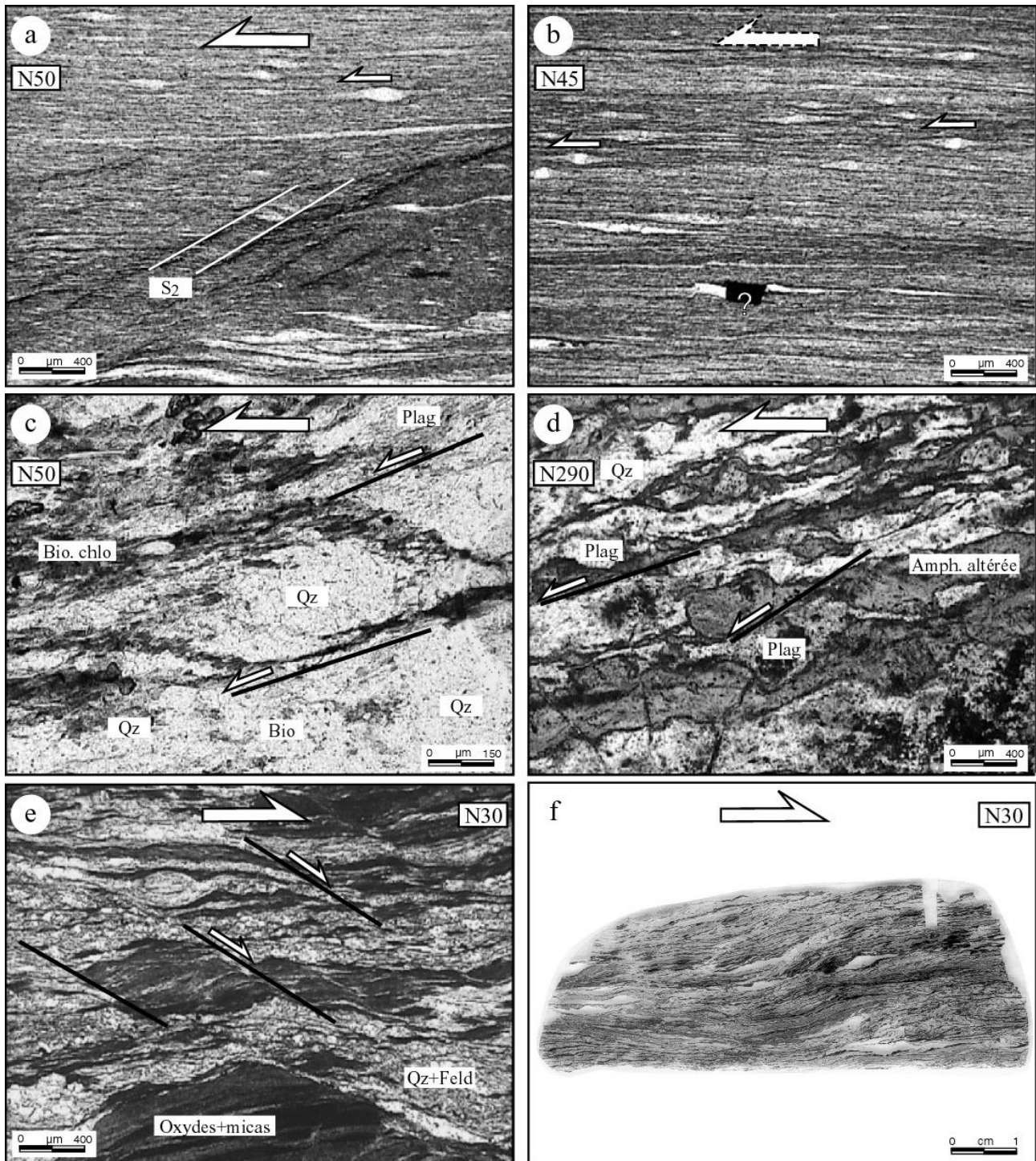


Planche 17 : a) Développement d'une S2 fruste dans un microgrès à critères hérités indiquant un cisaillement vers le N50, LPNA, Tonghuashan ; b) Sigmoïdes de quartz (et pyrite à franges) dans un microgrès des flyschs siluriens, LPNA, Tonghuashan ; c) Bandes de cisaillement "senestres" à biotites chloritisées dans un micaschiste de l'unité silurienne, cisaillement vers le N50, LPNA, Yushugou ; d) Bandes de cisaillement recrystallisées dans un gabbro altéré à texture mylonitique, unité à blocs ultrabasiques, LPNA, Yushugou ; e) Bandes de cisaillement indiquant un mouvement vers le N30 dans un métagrès micacé à oxydes du flysch silurien, LPNA, Yushugou ; f) Exsudat de quartz sigmoïde dans un métagrès du flysch silurien, Yushugou.

Chapitre 3 : Aperçu de la structuration du Tianshan ouest : le secteur de Bayinbulake.

A. Présentation du secteur

La région de Bayinbulake est située dans la moitié ouest du Tianshan. Dans cette zone, la chaîne du Tianshan est large de près de 250 km et comporte de grandes plaines d'altitude (2000 m) comme celle de Bayinbulake. Les deux principales coupes dont les caractéristiques lithologiques seront exposées dans ce chapitre, se situent au sud et au nord de la plaine et suivent la «grande» route qui mène de Kucha (bordure nord du Tarim) à Dushanzi (bordure sud du bassin du Junggar) (figure III-36, cartouche de localisation). La moitié nord de cette route étant fermée aux étrangers, il ne nous a pas été possible d'y travailler.

Dans cette région, affleurent des formations gneissiques et migmatitiques du socle protérozoïque que, une unité silurienne tufacée schisteuse à blocs, des marbres siluriens, des séries sédimentaires dévoniennes (marbres et cherts) et des roches volcaniques et sédimentaires carbonifères.

L'étude des structures montre trois épisodes tectoniques qui seront détaillés : une déformation probablement polyphasée anté-silurienne reconnue dans les formations protérozoïques ; une phase de déformation postérieure au Dévonien inférieur ; enfin, une structuration cassante récente soulignée par le chevauchement du Jurassique par les volcanites siluriennes au nord de la plaine.

Les coupes consécutives A-B, A'-B' et C-D commencent dans les séries plissées mésozoïques de la bordure nord du bassin du Tarim et traversent les formations paléozoïques du Tianshan sud et un mélange tufacé à blocs de calcaire (figure III-37 et III-38). La coupe E-F, au nord de Bayinbulake, permet l'observation du socle protérozoïque que situé au nord des volcanites siluriennes (figure III-39). Dans ce secteur, la limite entre les Tianshan sud et central n'est pas clairement définie mais nous considérerons d'après la carte géologique du Xinjiang (X.B.G.M.R., 1992) que la coupe E-F est située à la bordure sud du Tianshan central.

1) Les coupes A-B, A'-B' et C-D au sud de Bayinbulake

Ces coupes sont consécutives du sud vers le nord à partir des formations triasiques et jurassiques du bassin du Tarim jusqu'aux séries sédimentaires du Carbonifère moyen de la bordure sud de la plaine de Bayinbulake.

Au sud des calcaires et grès mésozoïques, nous avons observé de grandes séries détritiques plissées quaternaires et néogènes. Près de la mine de charbon de Tongfong, une faille met en contact les grès et argiles tertiaires avec les bancs calcaires redressés du Crétacé. Une autre faille constitue la limite entre le Jurassique, typique par sa couleur bariolée (planche 18.a), et le Crétacé. Le Lias et le Trias supérieur sont, dans ce secteur, continus. La coupe A-B de la figure III-37 commence, au point de coordonnées N42°16'24''/E83°15'55'', dans les formations carbonatées et gréseuses du Mésozoïque que inférieur. Elles sont fortement plissées et le déversement apparent est nord.

Une faille à pendage sud marque la limite entre le Mésozoïque que et le Paléozoïque que supérieur. Les formations détritiques du Permien affleurent sur un kilomètre environ à partir de la borne 987. Elles sont constituées de molasses (dont les galets variés mesurent de 1 à 15 cm), de conglomérats et d'une formation bréchique volcanique discordante sur un granite tardi-carbonifère. Des passées tufacées et rhyolitiques constituent le ciment de ces brèches qui comportent des lithoclastes pluri-décimétriques de rhyolite noire (planche 18.b).

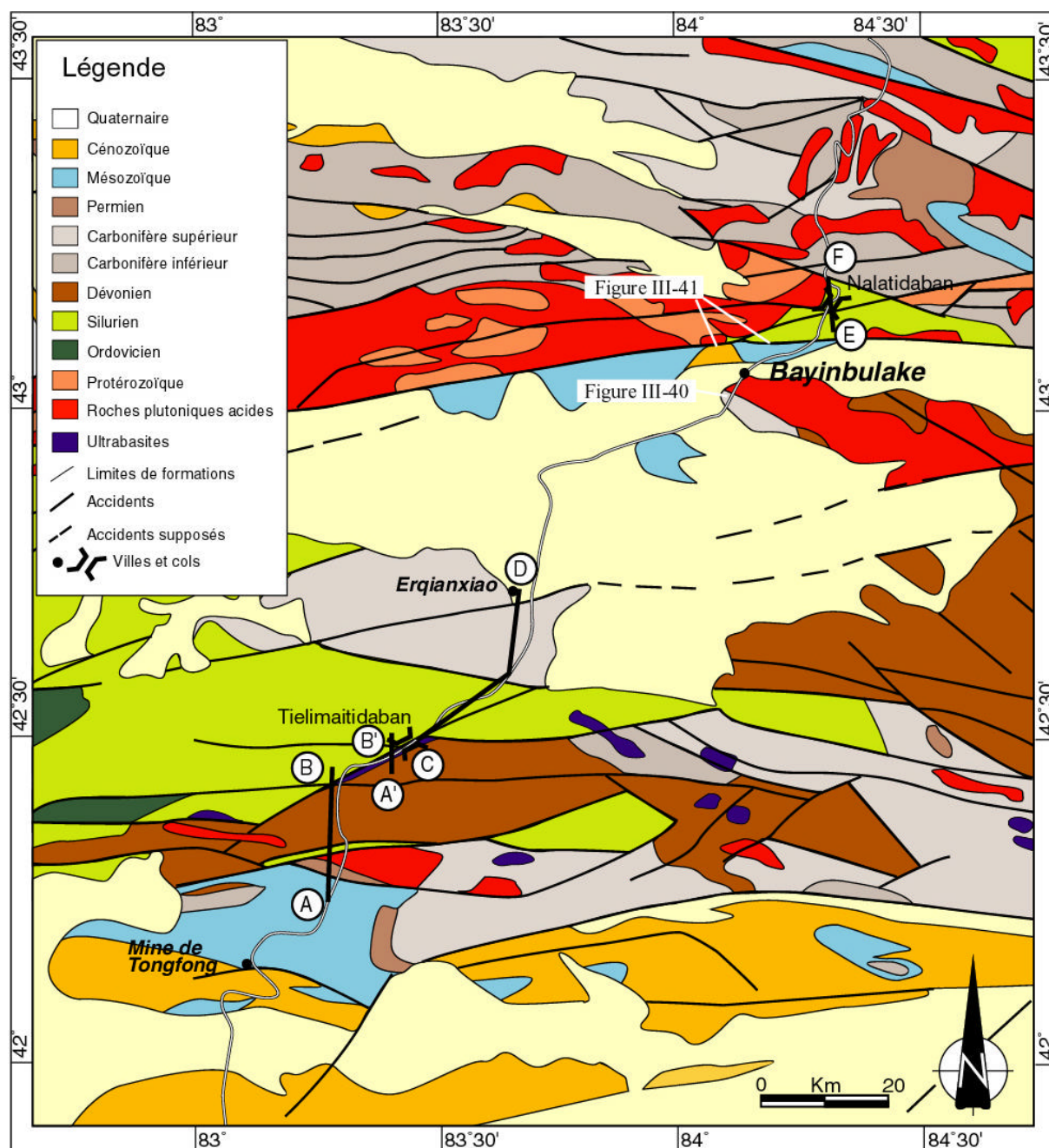
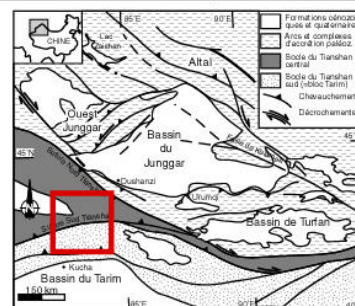


Figure III-36 : Extrait de la carte géologique du Xinjiang à l'échelle 1:2,000,000 (X.B.G.M.R., 1992) pour la région de Bayinbulake dans la partie ouest du Tianshan. Localisation des coupes A-B et A'-B' (Figure III-37), C-D (Figure III-38), E-F (Figure III-39) et des figures III-40 et III-41.



Le pluton, observé sur un kilomètre, est bordé au nord par deux failles qui le mettent au contact de bancs épais de calcaires, datés du Silurien supérieur (Wang, et al., 1994). Au nord, un accident à pendage nord sépare les formations gréseuses du Dévonien inférieur et le Silurien supérieur. Constituées de bancs de grès et de shales intercalés avec des conglomérats, les strates dévoniennes forment un synclinal d'échelle kilométrique. Plus au nord, après un nouvel accident, le Dévonien inférieur est représenté par des calcaires dans lesquels des bancs de chert s'intercalent et deviennent progressivement très importants en remontant la série vers le nord. Ces cherts verts et rouges (planche 18.c) affleurent sur 5 kilomètres environ, et sont continus avec les calcaires. Les plis déjetés montrent un déversement apparent vers le sud.

A la borne 974, les formations dévoniennes sont représentées par des séries gréseuses et conglomératiques affleurant sur deux kilomètres. De nombreuses failles affectent le Dévonien inférieur. Ce dernier est progressivement caractérisé par des calcaires très massifs gris. Des plis serrés à déversement apparent vers le nord déforment les formations carbonatées. Les marbres de la borne 969 sont très déformés. Ils présentent des plis sub-isoclinaux parallèles à la S_0 et une schistosité fruste subverticale plan axial est présente (planche 20.c). Cette schistosité peut être observée jusqu'à la borne 965 où elle est présente dans les formations calcaires du Silurien moyen. Les marbres comportent de nombreux fossiles (crinoïdes, coraux) qui ont permis leur datation (Wang, et al., 1994) (planche 18.d). La faille normale tardive de la borne 966 marque la limite entre le Dévonien et le Silurien.

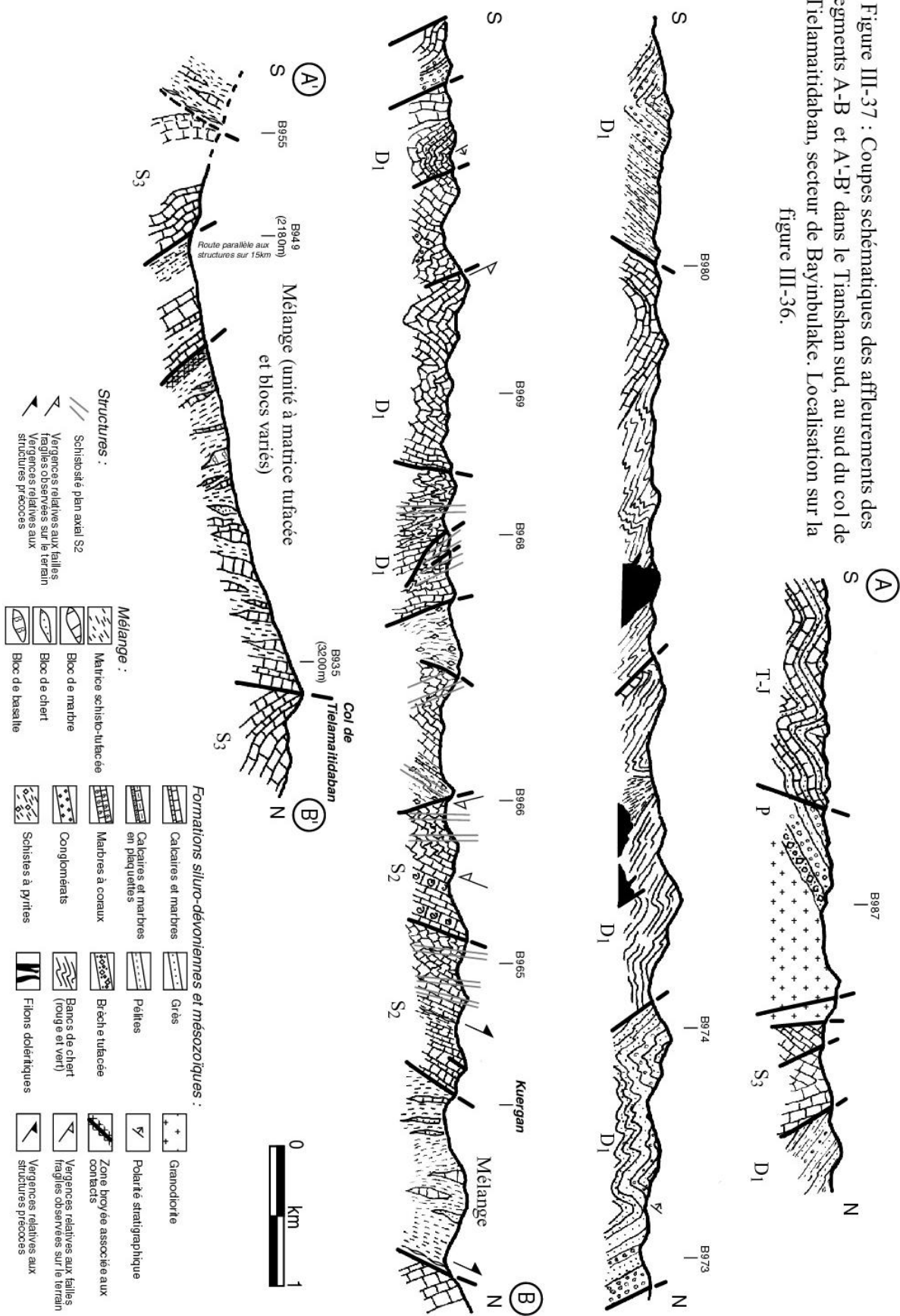
Différents calcaires sont présents dans les formations siluriennes. Les marbres peuvent être blancs, gris ou bruns. Ils contiennent par endroit des niveaux conglomératiques (apparentés aux conglomérats carbonatés observés entre Tuokexun et Kumux et dans les unités siluriennes du mélange de Kumux). Les marbres et les interbancs pélitiques ont subi un métamorphisme de contact, comme le montre la cristallisation de cordiérite, staurotide et biotite observée dans les micaschistes. Les cordiérites millimétriques présentent parfois les traces d'une déformation dextre soulignée par le tronçonnement des cristaux parallèlement à la linéation horizontale.

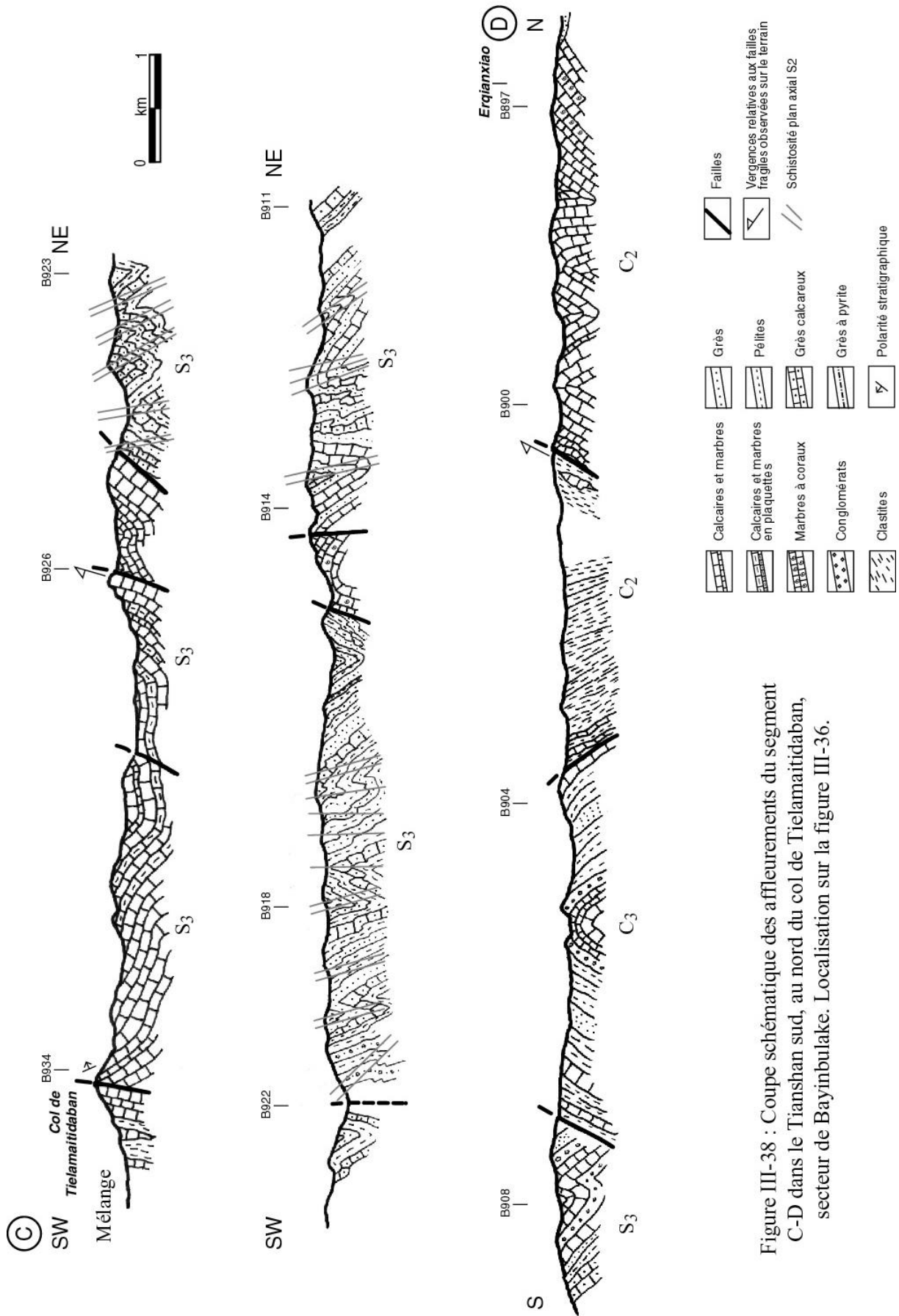
Aux abords du village de Kuergan, un accident à pendage sud fait chevaucher les calcaires blancs métamorphiques siluriens sur un mélange à matrice tufacée schisteuse à blocs de marbre. Cette unité repose sur une nouvelle écaille de marbre à la fin de la coupe A-B.

La coupe A'-B' ne fait que six kilomètres de long. Elle commence à la borne 955 où l'unité sud du mélange chevauche des marbres gris du Silurien supérieur. Un contact majeur suit sur plusieurs kilomètres une grande vallée (passant par le lac glaciaire de Talaopa) parallèle aux structures. A la borne 949, un accident à pendage nord marque la limite entre le Silurien supérieur et une nouvelle unité du mélange à olistolithes de marbre. Cette dernière affleure sur trois kilomètres jusqu'au col de Tielamaitidaban ($N42^{\circ}28'43''/E83^{\circ}26'15''$), à 3200 m d'altitude. La matrice de schistes verts comporte de nombreux blocs de marbre, de chert et de basalte peu métamorphisés (planche 18.e et f). Les blocs ont des tailles qui varient de 1 m à plusieurs décamètres. Leur allongement est parallèle à la schistosité de la matrice.

Au col, une grande faille orientée N50 borde l'unité schisteuse et la met au contact de marbres très épais et massifs d'âge Silurien supérieur. Ces séquences carbonatées affleurent sur 5 kilomètres (coupe C-D, figure III-38). Les marbres ne sont pas affectés par une déformation ductile visible, et seul un synclinal kilométrique a été observé. Les bancs, de couleur grise et blanche, ont des épaisseurs qui varient de quelques décimètres à plusieurs mètres. Des marbres finement lités peuvent être présents. Au nord de la borne 926, les formations siluriennes deviennent flyschs (planche 19.a). Des lits décimétriques de pélites et de grès constituent ces flyschs qui sont plissés et affectés par une schistosité plan axial. Des bancs de micro-conglomérats et de pélites calcareuses sont aussi intercalés dans ces turbidites. Les galets des conglomérats sont du quartz, du calcaire et du grès calcareux (planche 19.b).

Figure III-37 : Coupes schématiques des affleurements des segments A-B et A'-B' dans le Tianshan sud, au sud du col de Tiamauidaban, secteur de Bayinbulake. Localisation sur la figure III-36.





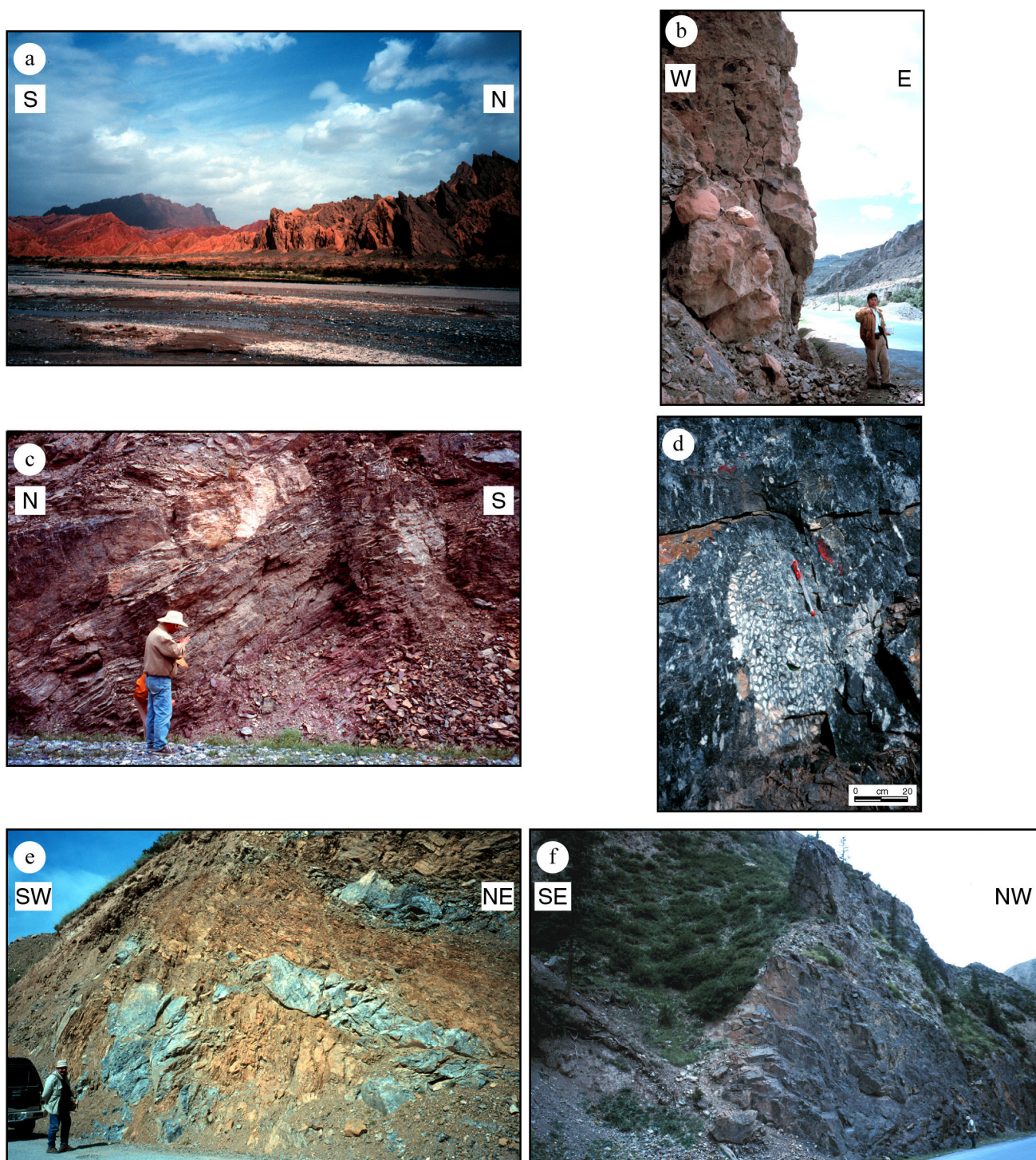


Planche 18 : a) Vue panoramique des formations néogènes et crétacées de la bordure nord du bassin du Tarim ; b) Brèche rhyolitique permienne, borne 987 sur la coupe A-B ; c) Chert vert et rouge du Dévonien inférieur à pendage nord, borne 977 sur la coupe A-B ; d) Coraux décimétriques dans les calcaires massifs du Silurien moyen, borne 965 sur la coupe A-B ; e) Olistolithes de calcaires gris dans la matrice schisto-tufacée du mélange, coupe A'-B' ; f) Bloc de basalte décamétrique dans l'unité schisteuse du mélange, coupe A'-B'.

Les flyschs siluriens affleurent sur 7 à 8 kilomètres et sont bordés au nord par une faille à pendage sud qui les met en contact avec les formations carbonatées et pélitiques du Carbonifère. Deux formations carbonifères sont présentes dans ce secteur. Tout d'abord, la formation de Kankelin, datée du Carbonifère supérieur (Ma, et al., 1993). Elle est constituée à la base de bancs calcaires et conglomératiques puis devient pélitique et gréseuse vers le haut de la série. Dans la coupe C-D, elle est structurée en un anticlinal kilométrique qui ne présente pas de déversement apparent. Après l'accident à pendage nord de la borne 904, la coupe traverse la formation de Calasu du Carbonifère moyen, datée grâce aux nombreux fossiles qui contiennent les calcaires (fusulines, coraux, brachiopodes) (Wang, et al., 1994). La formation de Calasu est représentée par des pélites affleurant sur deux kilomètres puis des calcaires gris plissés. Ces calcaires constituent des bancs massifs de 15 cm à 1 m d'épaisseur (planche 19.c). Au nord du village d'Erqianxiao (N42°41'32''/E83°41'27''), les calcaires gris carbonifères sont recouverts par les sédiments tertiaires et quaternaires de la plaine de Bayinbulake. Ils affleurent de nouveau quelques kilomètres au sud de Bayinbulake (figure III-40).

2) La coupe E-F au nord de Bayinbulake

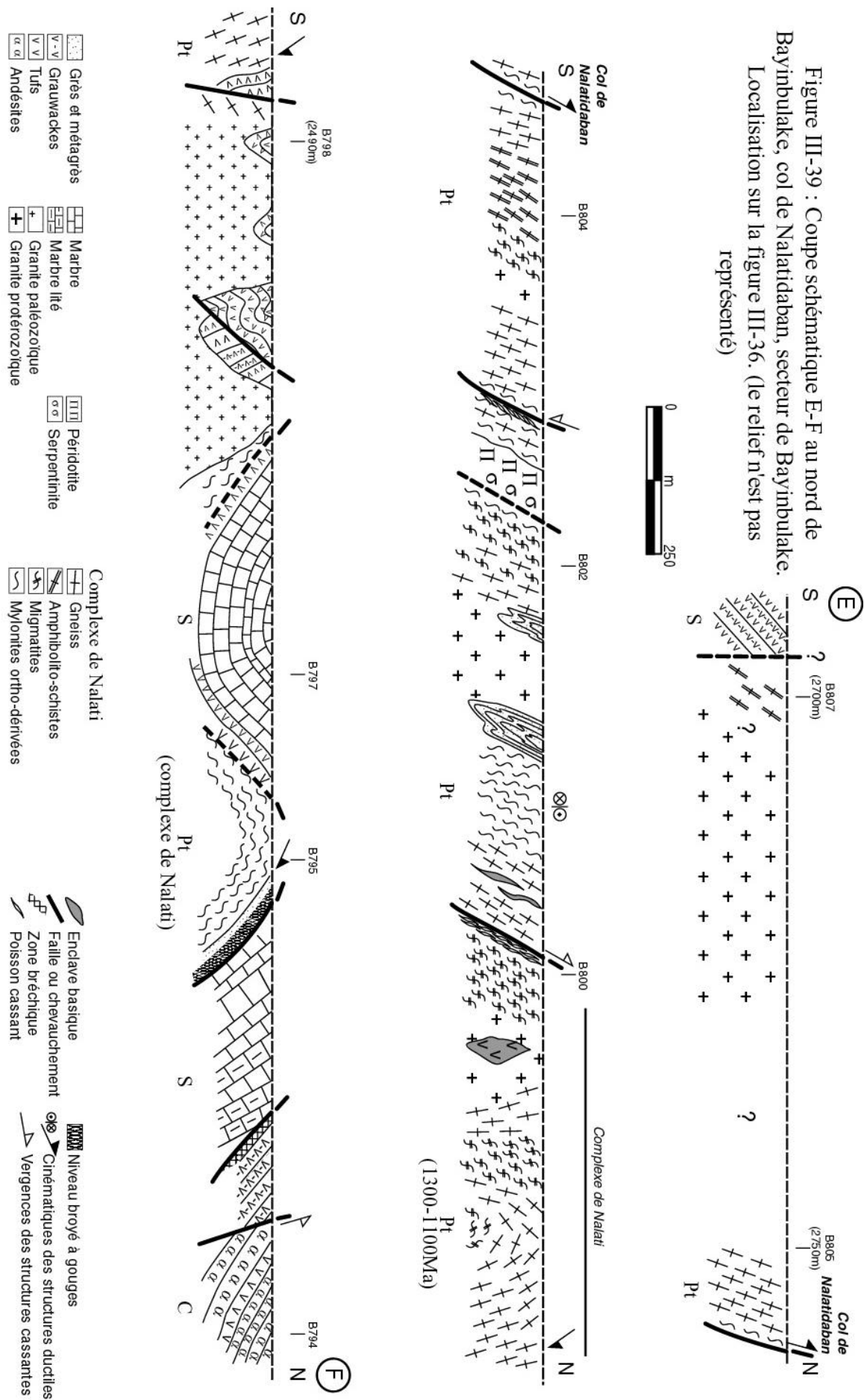
Cette coupe, longue de 6 kilomètres, permet l'observation des formations protérozoïques et siluriennes de ce que nous considérons être la bordure sud du Tianshan central (figure III-39). Elle commence dans les formations siluriennes tufacées à pendage sud, au point de coordonnées N43°08'56''/E84°21'51'', représentées par des tufs andésitiques et des brèches volcaniques.

Un accident sépare les tufs des gneiss amphibolitiques protérozoïques du socle. Ces amphibolites font parties du complexe de Nalati qui constitue le socle du secteur. Ce complexe est composé d'une alternance de migmatites, gneiss (ortho- et para-dérivés) de granites protérozoïques et d'amphibolites (planche 19.d). De nombreuses zones fortement déformées sont présentes dans ce complexe et sont caractérisées par une mylonitisation importante des formations métamorphiques. Des orthogneiss ont été datés par Wang et al. (1994) à $1,3 \pm 0,2$ Ga (U/Pb sur zircon) et à $1,1 \pm 0,125$ Ga (Sm/Nd sur roche totale). Le complexe de Nalati affleure de la borne 807 à la borne 798 environ.

Au niveau du col de Nalatidaban, un accident à pendage sud est souligné par un passage mylonitique pluri-métrique séparant deux ensembles gneissiques. Avant la borne 802, des blocs de péridotite et de serpentinite sont compris dans les gneiss. L'affleurement de qualité médiocre empêche la détermination exacte des relations entre ces ultrabasites et les gneiss présents de part et d'autre. Dans les granites protérozoïques, des schistes gréseux non datés sont fortement plissés. Des enclaves métriques englobées dans les gneiss ont des formes sigmoïdes et indiquent un mouvement du compartiment supérieur vers le nord. De plus, des poissons, de type fragile-ductile, observés au niveau de certains accidents indiquent dans certains cas un mouvement normal vers le sud et dans d'autres cas un mouvement inverse vers le nord (par exemple, borne 800). Au nord du complexe de Nalati, des volcanites d'âge supposé Silurien sont recoupées par un pluton granitique du Paléozoïque moyen-supérieur.

La moitié nord de la coupe E-F est caractérisée par un important contact entre une unité carbonatée silurienne (Wang, et al., 1994) et des mylonites ortho-dérivées protérozoïques. Les marbres massifs, formant un synclinal hectométrique, chevauchent le complexe de Nalati et forment ainsi une klippe. Au nord de la borne 795, le contact est souligné par une zone fortement broyée argileuse noire d'une dizaine de mètres de large (planche 19.e). Les calcaires siluriens sont caractérisés par des niveaux marneux et fortement lités intercalés dans les bancs métriques gris.

Figure III-39 : Coupe schématique E-F au nord de Bayinbulake, col de Nalatidaban, secteur de Bayinbulake. Localisation sur la figure III-36. (le relief n'est pas représenté)



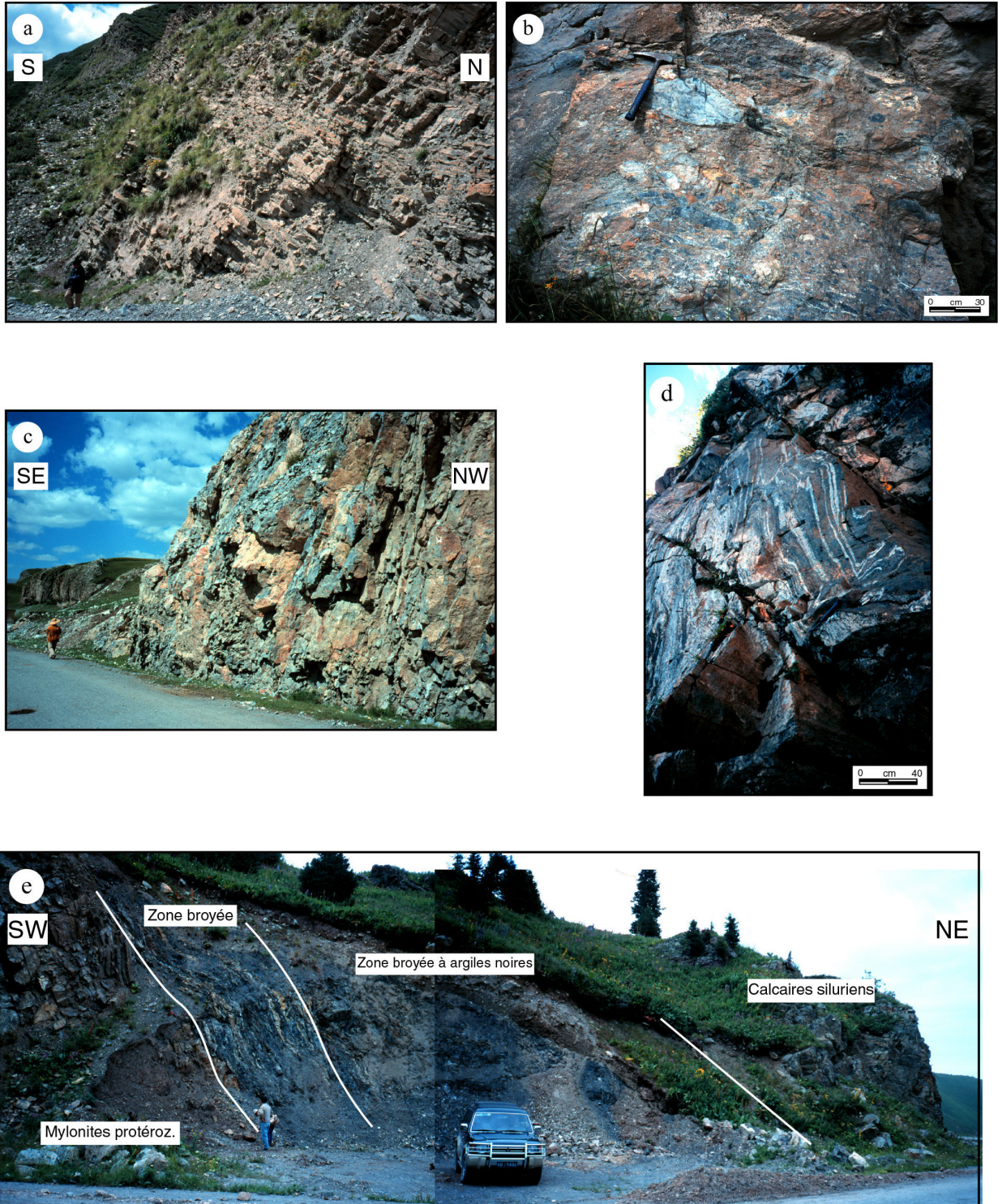


Planche 19 : a) Affleurement des séries flyschoides calcaires du Silurien supérieur, borne 908 de la coupe C-D ; b) Conglomérat concordant dans les séries détritiques siluriennes, coupe C-D ; c) Bancs calcaires massifs du Carbonifère moyen, borne 897 de la coupe C-D ; d) Migmatites protérozoïques du complexe de Nalati, borne 803 de la coupe E-F ; e) Zone broyée à argiles noires soulignant le contact entre les marbres siluriens et les mylonites protérozoïques, borne 795 de la coupe E-F.

Les marbres siluriens sont finalement chevauchés par les volcanites carbonifères de la limite nord de la coupe. Le contact, à pendage nord, est souligné par une zone bréchique non cimentée. Dans les formations volcaniques carbonifères, un accident, à pendage nord lui aussi, est associé à des fentes de tension en échelon N70-25S indiquant un mouvement inverse. Le Carbonifère est composé de bancs massifs pluri-métriques d'andésite porphyrique (à phénocristaux de plagioclase millimétriques compris dans une mésostase microlitique) intercalés avec des niveaux plus fins de tufs et grauweekes. En raison de la fermeture de cette route aux étrangers, nous n'avons pas pu observer les formations situées plus au nord.

3) Observations complémentaires

Dans le secteur du Tianshan ouest, les observations faites le long des coupes présentées précédemment ont été complétées par des études plus localisées autour du village de Bayinbulake.

Ainsi, les formations sédimentaires du Carbonifère ont été étudiées quelques kilomètres au sud de Bayinbulake entre les points de coordonnées N43°00'12''/E84°20'41'' et N42°59'16''/E84°07'42''. La figure III-40 présente une synthèse des observations effectuées dans cette zone. Le Carbonifère est composé de séries calcaires, grés-pélitiques et conglomératiques plissées. Le conglomérat de base est composé de galets de tufs, pélites et volcanites qui ont des tailles variant de 1 à 10 cm. Certains niveaux détritiques sont très riches en blocs décimétriques de granite. Ces conglomérats sont discordants sur le granite paléozoïque. En remontant la série vers le sud, les formations passent progressivement à des pélites et des grès puis des calcaires gris massifs. Les bancs carbonatés peuvent atteindre des épaisseurs de plus de 15 m.

L'ensemble des formations carbonifères est fortement plissé et une schistosité plan axial s'est développée dans les niveaux les moins compétents. Le déversement apparent des plis, déduit des relations de la stratification avec la schistosité, est généralement sud.

Enfin, nous avons pu observer en deux endroits les effets de la tectonique récente sur les formations paléozoïques. Ainsi, au point de coordonnées N43°05'07''/E84°09'59'', les volcanites siluriennes, déjà décrites au sud de la coupe E-F, chevauchent les formations continentales du Jurassique par l'intermédiaire d'une faille à pendage nord (figure III-41.a).

A l'est de Bayinbulake, au point de coordonnées N43°01'51''/E84°06'22'', un granite du Carbonifère inférieur (d'après la carte au 1:2,000,000) chevauche vers l'est les grès continentaux du Néogène (figure III-41.b).

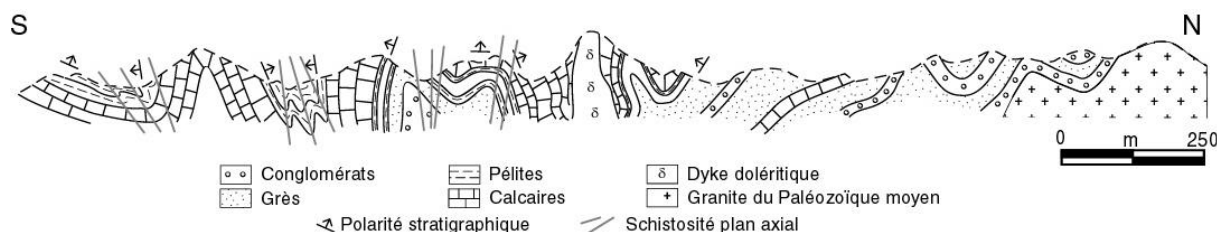


Figure III-40 : Coupe schématique des affleurements des formations carbonifères au sud de Bayinbulake. Localisation sur la figure III-36.

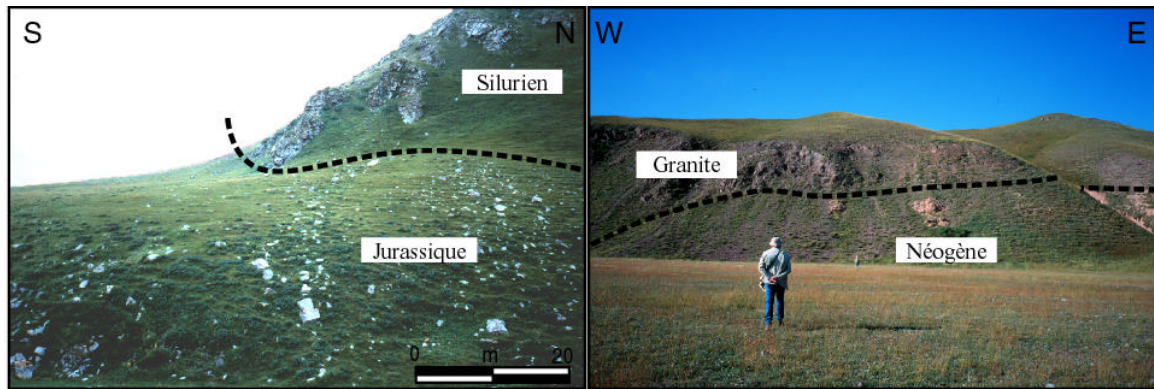


Figure III-41 : a) Chevauchement du Silurien volcanique sur le Jurassique grès-pélique ; b) Chevauchement d'un granite carbonifère sur le Néogène gréseux. Localisations sur la figure III-36.

B. Etude des structures du secteur de Bayinbulake

L'étude des macro- et microstructures affectant les formations protérozoïques et paléozoïques de la région de Bayinbulake a permis la distinction de quatre principales phases de déformation si l'on excepte la déformation cassante tardive. Ainsi, une première déformation D1 peut être caractérisée dans les gneiss et mylonites du complexe de Nalati de la coupe E-F et peut être apparentée aux déformations D1 et D1' de haute température décrites dans les gneiss du secteur de Tuokexun-Kumux. Une phase D2, associée à une déformation à vergence nord dans des conditions de moyenne température, peut être observée dans les gneiss du complexe de Nalati sous la forme d'une mylonitisation importante des roches sur plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur au niveau des contacts majeurs et à la base de la klippe silurienne. Dans les formations siluro-dévonniennes, cette déformation est associée au développement de plis serrés à vergence nord et au développement de sigmoïdes de type fragile-ductile.

Le Carbonifère de la figure III-40 et les formations du Paléozoïque moyen (comme par exemple les cherts dévoniens de la coupe A-B) ont enregistré une déformation, appelée D3, à vergence sud qui a fait se développer de nombreux plis à déversement sud et une schistosité S_3 plan axial dans les bancs non compétents. Les plis P3 qui replissent les plis P2, sont beaucoup moins serrés que ces derniers.

Enfin, dans les roches métamorphiques du socle de la coupe E-F, nous pouvons observer les traces d'une déformation décrochante dextre le long de couloirs cisailants de quelques mètres de large.

1) Les schistosités et macrostructures

La figure III-42 présente les stéréogrammes des éléments planaires et linéaires pour chacun des secteurs étudiés (coupes A-B, C-D et E-F et figure III-40). En dehors de la surface stratigraphique S_0 , trois schistosités peuvent être distinguées à partir des observations de terrain.

Une schistosité S_1 a été uniquement observée dans les formations métamorphiques protérozoïques de la coupe E-F. Elle est différemment exprimée selon les lithologies et la déformation. Dans les migmatites et les gneiss, elle correspond à une foliation gneissique qui est postérieure à la migmatitisation comme le montre le plissement isoclinal sub-parallèle à la S_1 qui affecte les migmatites (planche 20.a). Dans les niveaux très déformés près des contacts

importants, la texture mylonitique associée à la déformation D2 est suffisamment bien développée pour que les plans de cisaillement soient parallèles à l'ancienne anisotropie planaire (la foliation gneissique). Les schistosités observées dans les mylonites seront appelées S_{1-2} .

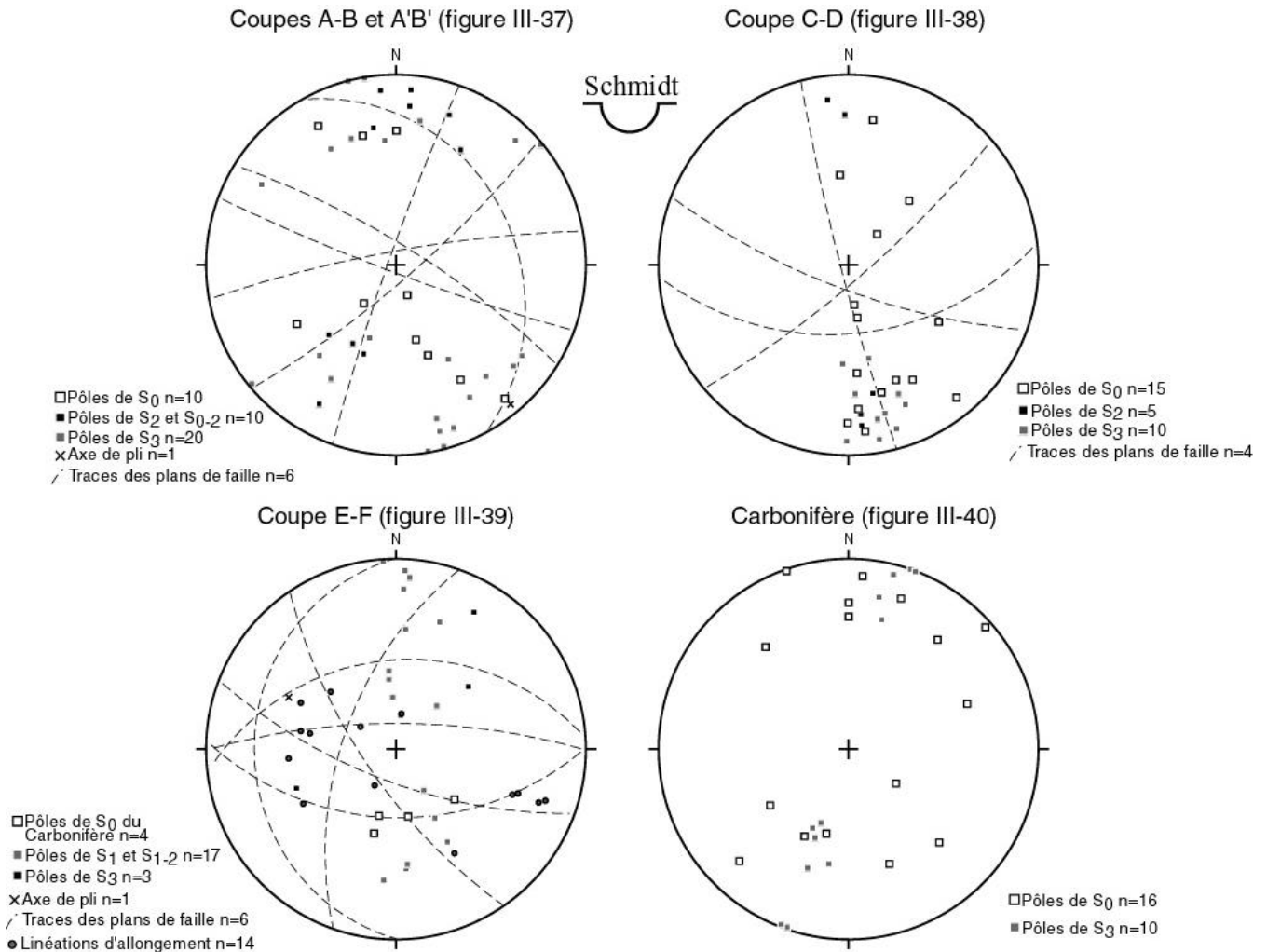


Figure III-42 : Stéréogrammes des S_0 , schistosités, axes de plis et failles pour les coupes A-B, A'-B', C-D et E-F et pour la coupe dans le Carbonifère de la figure III-40.

Les schistosités de ce secteur portent fréquemment une linéation d'allongement qui présente deux attitudes. Un premier type de linéation, portée par la S_{1-2} dans les mylonites et dans certains gneiss, plonge entre le N330 et le N30. Elle a été principalement observée près des contacts entre les gneiss mylonitiques et les marbres siluriens. Une deuxième linéation est caractérisée par une direction N120 environ et plonge indifféremment vers le sud-est ou le nord-ouest. Elle a été mesurée le long des couloirs cisailants décrochants dans les niveaux gneissiques et est portée principalement par les schistosités S_1 reprises tardivement par les décrochements.

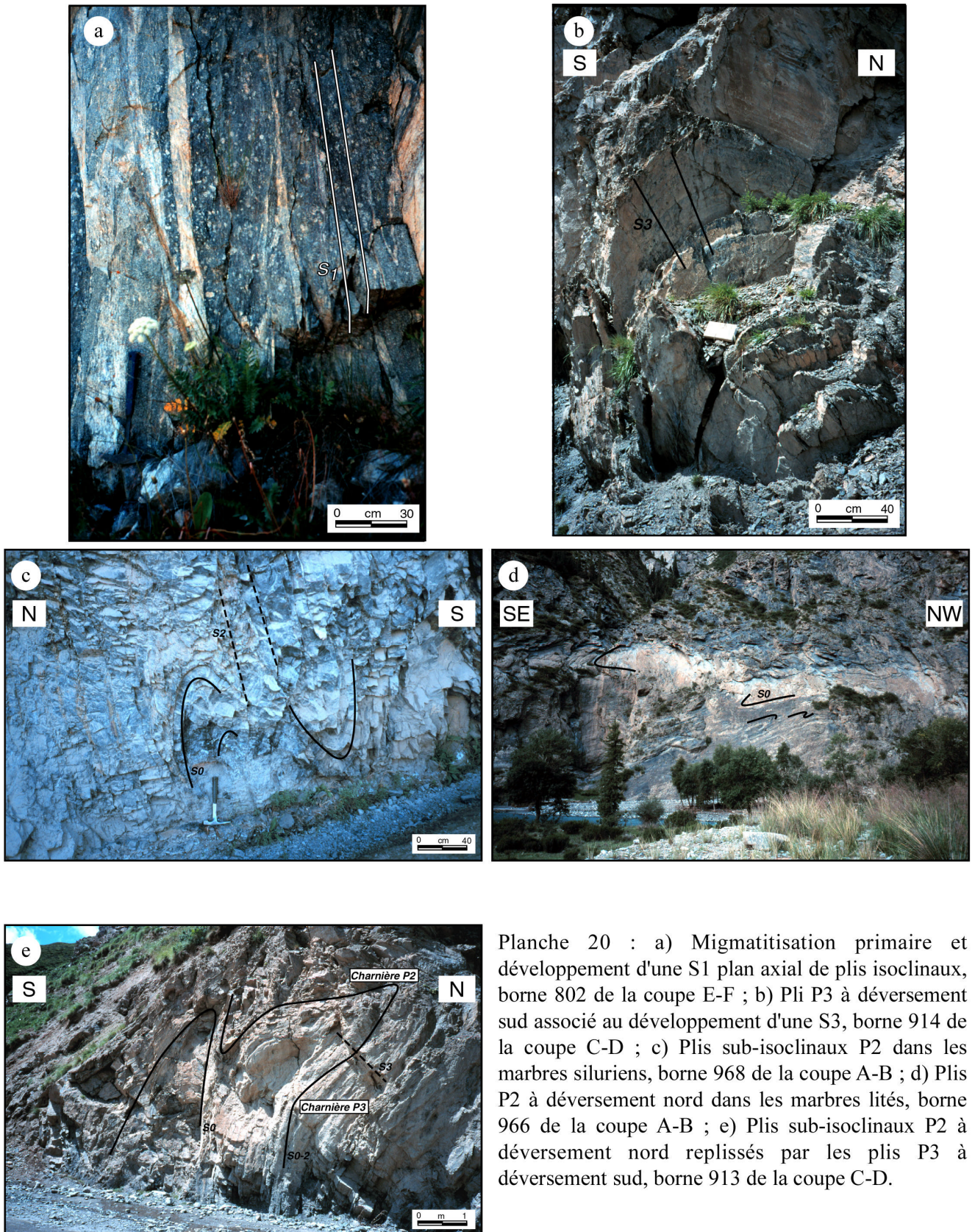


Planche 20 : a) Migmatitisation primaire et développement d'une S1 plan axial de plis isoclinaux, borne 802 de la coupe E-F ; b) Pli P3 à déversement sud associé au développement d'une S3, borne 914 de la coupe C-D ; c) Plis sub-isoclinaux P2 dans les marbres siluriens, borne 968 de la coupe A-B ; d) Plis P2 à déversement nord dans les marbres lités, borne 966 de la coupe A-B ; e) Plis sub-isoclinaux P2 à déversement nord replissés par les plis P3 à déversement sud, borne 913 de la coupe C-D.

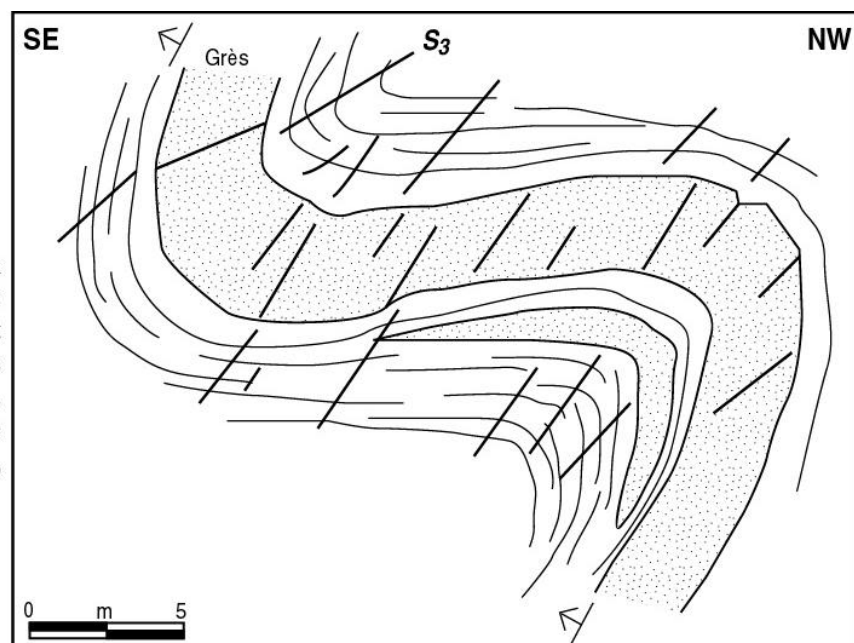
Dans les formations siluro-dévonienues et dans le mélange, une schistosité plus ou moins pénétrative selon les lithologies s'est développée. Sauf dans les unités schisteuses du mélange où elle est sub-parallèle à la S_0 de la matrice, cette S_2 peut être plan axial de certains plis serrés observés dans les marbres du Silurien moyen et du Dévonien inférieur (coupe A-B) ou dans les flyschs du Silurien supérieur de la coupe C-D. Elle n'a pas été mise en évidence dans les formations carbonifères. Les cherts du Dévonien inférieur, du sud de la coupe A-B, ne semblent pas avoir enregistré la déformation D2 mais la déformation D3 qui a induit un plissement à vergence sud, très bien mis en évidence également dans le Carbonifère de la figure III-40.

La schistosité S_3 a été abondamment observée, en particulier dans les formations du Carbonifère de la figure III-40 et les formations siluro-dévonienues. Elle a une direction N60 à N130 (figure III-42). Généralement plan axial des plis à déversement vers le sud (planche 20.b), elle n'est pas systématiquement observée dans les formations alors que les plis se sont développés dans la majorité des unités.

Les plis associés à D2 présentent des déversement apparents vers le nord. Caractérisés par un style tectonique de niveau structural inférieur à celui de la phase D3, ces plis sont assez serrés, pouvant être isoclinaux dans certains niveaux de marbre (planche 20.c), et montrent sur certains affleurements qu'ils ont été replissés par D3 (planche 20.d).

Dans des niveaux calcaro-gréseux du Dévonien inférieur de la coupe A-B, des plis P3 montrent un déversement sud souligné par les relations S_0 - S_3 (figure III-43). Dans d'autres niveaux calcaires et pélitiques de la coupe A-B, dans les flyschs siluriens de la coupe C-D et dans les cherts dévoniens, les plis, en genou ou déjetés, sont associés à la phase D3 et montrent un déversement généralisé vers le sud (planche 20.b). Ils sont associés au développement de la schistosité S_3 plan axial.

Figure III-43 : Dessin d'affleurement montrant un pli à déversement vers le sud-est dans les séries gréso-pélitiques du Dévonien inférieur. Développement d'une schistosité plan axial fruste S_3 , le haut de la série est au sud.



2) Les microstructures

Les microstructures associées aux déformations ductiles ont été observées uniquement dans les formations métamorphiques de la coupe E-F. Dans les coupes A-B et C-D, aucune linéation n'a été observée et, en lame mince, les échantillons ne semblent pas avoir subi de déformation importante.

Ainsi, dans les gneiss et mylonites protérozoïques du complexe de Nalati, trois déformations peuvent être distinguées.

Une première déformation, appelée D1 par analogie avec les déformations D1 et D1' du secteur de Tuokexun-Kumux, est marquée par de rares critères indiquant un mouvement du compartiment supérieur vers le sud-est. Ce sont des orthogneiss assez peu mylonitiques dans lesquels le cisaillement est marqué par des bandes de cisaillement soulignées par des biotites (rares) et des rubans de quartz recristallisé. Le quartz montre les traces d'une recristallisation dynamique dans des conditions de haute température (nucléation, migration de joint de grains). Les critères relatifs à cette déformation étant mal conservés et très fréquemment repris par la déformation tardi-paléozoïque décrochante dextre, nous ne les détaillerons pas.

A l'inverse, une déformation à vergence nord est bien exprimée près des contacts majeurs entre les différentes unités du complexe de Nalati et entre les formations protérozoïques et siluriennes. Ces contacts sont marqués par des zones fortement déformées dans lesquelles le cisaillement a fait se développer des textures ultramylonitiques et une linéation d'allongement plongeant au nord (ou nord-ouest) ou au sud-est selon que la schistosité pend au nord ou au sud. Ces mylonites contiennent de nombreux critères indiquant une déformation dans des conditions de moyenne à basse température. Elles sont constituées de rubans de quartz recristallisé sous contrainte comme le montrent les orientations des axes $\langle c \rangle$ observées grâce à la lame onde (planche 21.a). Les autres microstructures indiquent de même une déformation importante. Par exemple, des bandes de cisaillement, sub-parallèles à la S_{1-2} sont soulignées par des micas (planche 21.b). Dans d'autres échantillons, des queues de quartz se sont développées autour de certains feldspaths qui peuvent montrer les traces d'une rotation. Enfin, dans les échantillons les plus mylonitiques, localisés à la semelle de la klippe silurienne, les plans de cisaillement deviennent l'anisotropie planaire la plus importante au dépend de la schistosité initiale qui n'est presque plus visible (planche 21.c et d). Dans tous les cas, le cisaillement indique un mouvement du compartiment supérieur vers le N340 à N30 dans des couloirs de quelques mètres de large le long des contacts entre le socle et les marbres siluriens. Ces derniers semblent avoir été charriés sur les gneiss. Par exemple, les mylonites des photographies a et b de la planche 21 ont été prélevées à la base de la zone déformée du contact présenté sur la planche 20.e. Cette déformation à vergence nord, D2, est nécessairement postérieure au Silurien dans la mesure où elle semble associée à la mise en place des nappes de marbres. Dans les formations siluro-dévonniennes des coupes A-B et C-D, cette déformation a eu lieu dans un niveau structural supérieur par l'intermédiaire des plis sub-isoclinaux P2 à vergence nord.

Enfin, les formations protérozoïques ont enregistré une déformation tardive décrochante dextre. Ce sont des couloirs de cisaillement pluri-métriques où les S_1 et S_{1-2} sont subverticales et la linéation d'allongement subhorizontale. Les critères en lames minces indiquent un mouvement dextre dans des conditions de basse à moyenne température. Ce sont par exemple des bandes de cisaillement (planche 21.e) reprenant les anciennes structures, des phénocristaux de feldspaths à queues de quartz et micas ou encore des cristaux de feldspaths tronçonnés avec cristallisation de micas (planche 21.f). Cette déformation décrochante sera considérée comme datant de la fin du Paléozoïque, et assimilée à la phase décrochante permienne D4 déjà étudiée précédemment.

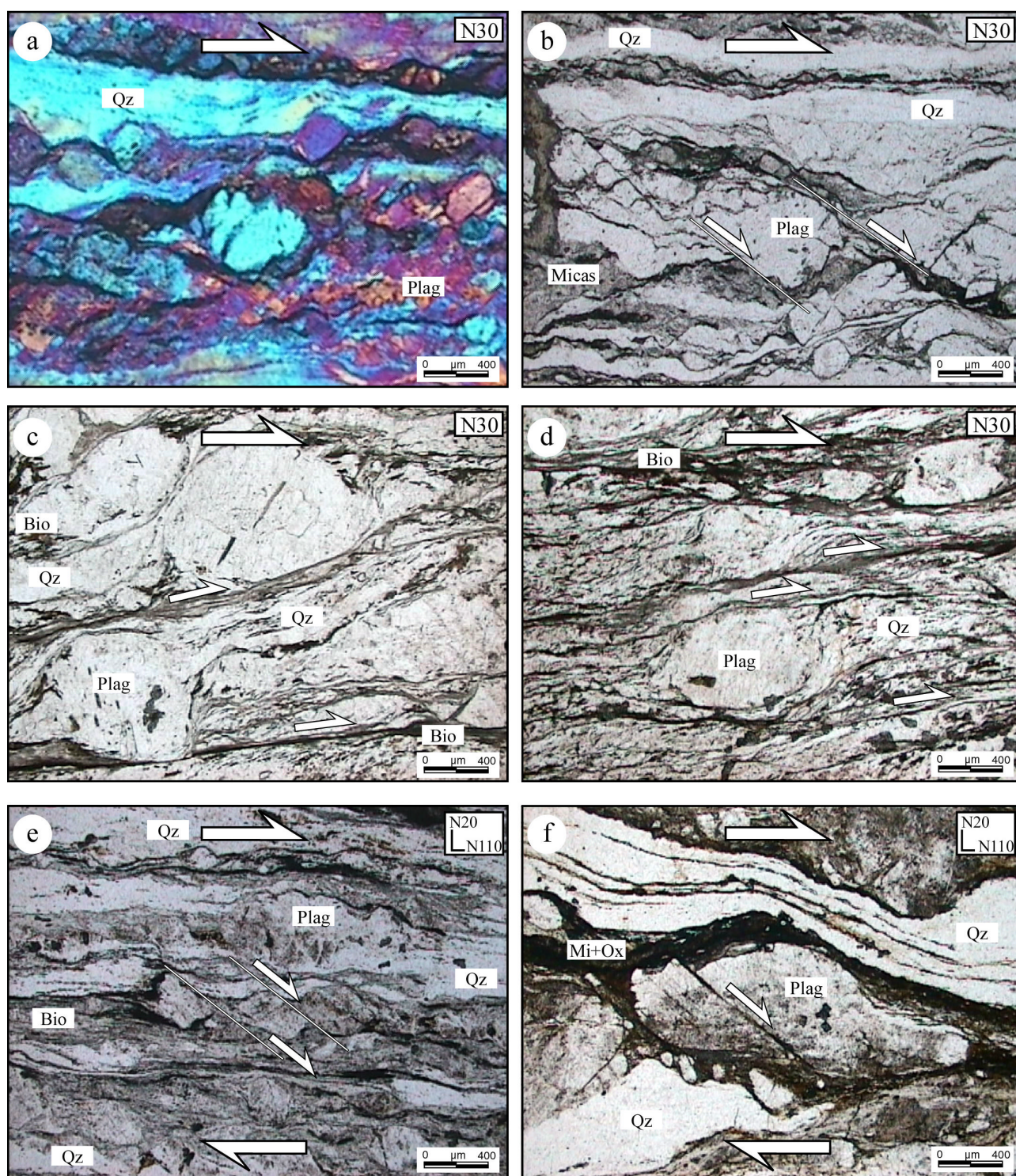


Planche 21 : a) Rubanement de quartz orienté, déformation D2 vers le N30, mylonite protérozoïque de la coupe E-F, LPA lame onde; b) Texture mylonitique à bandes de cisaillement recoupant des clastes feldspathiques, déformation D2 vers le N30, mylonite protérozoïque à la semelle de la klippe silurienne, coupe E-F, LPNA ; c) Texture mylonitique soulignée par de la biotite, déformation vers le N30, Protérozoïque de la coupe E-F, LPNA ; d) Texture mylonitique, déformation vers le N30, mylonite protérozoïque de la coupe E-F, LPNA ; e) Bandes de cisaillement tronçonnant des feldspaths dans une gneiss protérozoïque, déformation dextre relative à D4, coupe E-F, LPNA ; f) Claste feldspathique fracturé dans un orthogneiss mylonitique, déformation dextre relative à D4, coupe E-F, LPNA.

3) Conclusion sur les structures

L'étude des structures d'échelle macroscopique et microscopique dans le secteur de Bayinbulake a permis la distinction de plusieurs phases de déformations qui peuvent être comparées à celles décrites précédemment dans les secteurs centro-occidentaux du Tianshan.

Ainsi, une première phase D1 à vergence sud-est a affecté les formations protérozoïques avant la mise en place des nappes. Assez mal conservée dans le complexe de Nalati, elle présente cependant des caractéristiques similaires aux phases D1 et D1' décrites dans le socle des Tianshan sud et central dans la zone de Tuokexun-Kumux.

Une phase de déformation D2 à vergence nord a également été distinguée. Exprimée très nettement dans les mylonites et ultramylonites à la base des nappes siluriennes et le long de couloirs cisailés dans les gneiss protérozoïques, elle est moins pénétrative dans les formations siluro-dévonniennes des coupes A-B et C-D au sud de la plaine de Bayinbulake. Les plis serrés P2 et la S₂ associée montre un déversement nord. Dans la mesure où cette déformation n'a pas été observée dans les formations postérieures au Dévonien moyen, mais qu'elle est exprimée dans les formations siluriennes et du Dévonien inférieur et moyen, son âge est très certainement compris entre le Dévonien moyen et supérieur. Elle serait contemporaine de la mise en place, vers le nord, des nappes siluriennes et du mélange à blocs de marbre, dans des conditions de basse température. Seul un métamorphisme dans le faciès schistes verts peut être observé dans ces unités. Ceci est en accord avec l'âge de la déformation D2 d'âge Dévonien, décrite dans le secteur de Mishigou et de Tuokexun-Kumux.

Une phase D3, à vergence sud, est caractérisée par un plissement important à déversement sud associé au développement d'une schistosité plan axial S₃. Reconnue dans les séries du Silurien, du Dévonien et du Carbonifère inférieur et moyen, elle n'a pas été observée clairement dans le Carbonifère supérieur ni le Permien (coupe A-B). Nous supposons qu'elle a un âge Carbonifère supérieur.

Enfin, dans les gneiss et mylonites protérozoïques de la bordure nord de la plaine de Bayinbulake, la déformation décrochante D4, datée du Permien dans la partie II, a été observée le long de couloirs cisailés pluri-métriques.

Chapitre 4 : Etude par goniométrie de texture des marbres et études géochimiques préliminaires des volcanites et ultrabasites du Tianshan centro-occidental

A. La goniométrie de texture appliquée aux marbres des secteurs de Tuokexun-Kumux, Mishigou et Kumux

1) Méthodologie

a) Principe

Le goniomètre de texture fonctionne selon le principe de Schulz (1949a, 1949b) basé sur l'enregistrement des rayons X diffractés par un échantillon animé de deux rotations autour d'axes orthogonaux. Toutes les orientations dans l'espace d'un plan (hkl) sélectionné seront donc détectées grâce à ces deux rotations et ainsi, par une analyse statistique, une éventuelle orientation préférentielle pourra être mise en évidence dans les échantillons anisotropes.

Alors qu'un échantillon isotrope présente une distribution aléatoire de ses éléments constitutifs dans les trois dimensions, un échantillon anisotrope correspond à un échantillon texturé. L'anisotropie est caractérisée principalement par des orientations préférentielles de réseau (ou OPR) qui correspondent à des orientations privilégiées des plans cristallographiques de certains minéraux. Ce sont ces OPR qui pourront être caractérisées par la goniométrie de texture.

Une cristallisation des minéraux sous contrainte ou des mécanismes de déformation ductile à l'échelle de l'agrégat ou du grain peuvent être responsables de la formation des OPR. Trois types de mécanismes de déformation sont couramment décrits : les glissements intracristallins (migration des dislocations), les glissements intercristallins (aux joints de grains) et les rotations de grains. Ces mécanismes seront activés ou non en fonction des caractéristiques, température et vitesse, de la déformation. Ainsi, en étudiant des échantillons naturels par goniométrie de texture, il est possible de déduire des OPR observées les conditions de température et la cinématique de la déformation.

b) Matériel et méthodologie

Le goniomètre de texture est constitué de trois principales unités :

- Les rayons X sont fournis par un générateur à tube de cobalt (figure III-44). Il est muni d'un monochromateur au graphite pour la sélection de la longueur d'onde et d'un collimateur à fentes horizontale et verticale réglables pour le choix de la dimension du faisceau.

- Le goniomètre est entièrement motorisé et piloté par un ordinateur. Il assure le mouvement de l'échantillon durant les mesures, et est animé par trois rotations (figure III-44): la rotation Θ (ou ω), de 0 à 180° et d'axe vertical, permet le positionnement en incidence de l'échantillon par rapport aux RX, l'angle choisi reste constant pendant la mesure ; la rotation de déclinaison Ψ , de 0 à 90° d'axe horizontal situé dans le plan de l'échantillon ; la rotation azimutale ϕ , de 0 à 360°, d'axe perpendiculaire à la surface de l'échantillon passe par le centre du goniomètre.

- Le détecteur est un compteur courbe à localisation spatiale (CPS120)(Figure III-44). Il peut être considéré comme un ensemble de plusieurs compteurs situés dans le plan d'incidence qui permettent l'enregistrement simultané de six plans (hkl) par l'analyse de 120° du spectre de diffraction (Heizmann and Laruelle, 1986 ; Heizmann, et al., 1988).

L'échantillon sélectionné est préparé en un « sucre » de quelques centimètres sur environ 5mm d'épaisseur dont les deux faces sont parfaitement planes et parallèles. Ce « sucre » est placé sur un porte échantillon au centre de l'appareil à l'aide d'une tête goniométrique et d'une lunette de visée. Différents paramètres doivent ensuite être définis avant la mesure. Un diffractogramme, réalisé par une rotation de 0 à 360° et une déclinaison de 0 à 90° pendant 1224s, permet de déterminer les pics des phases présentes et d'en choisir six au maximum. Six fenêtres centrées sur les pics sélectionnés sont définies pour mesurer l'intensité. Autour de chacune des six fenêtres, deux fenêtres sont déterminées pour mesurer le bruit de fond. Ensuite, une raie intermédiaire, pour laquelle la condition de Bragg sera respectée, est choisie parmi les six raies sélectionnées. L'angle de Bragg θ est alors fixé pour toute l'acquisition. On choisit ensuite la grille de mesure. Cela consiste en la définition des bornes et des pas de déclinaison et de rotation de façon à obtenir une résolution optimale. Suivant l'intensité de la texture présumée, la grille sera plus ou moins fine. Un échantillon peu texturé comme les matériaux géologiques imposent souvent une grille plus large qu'un échantillon très bien texturé. Enfin, il faut définir une translation ou non, et sa longueur, ainsi que les dimensions du collimateur.

La mesure effectuée, des figures de pôles (FdP) sont obtenues pour chacun des plans (hkl) sélectionnés. Cette acquisition correspond à l'enregistrement de l'intensité diffractée par ces plans lorsque l'échantillon décrit une rotation en déclinaison de 0 à 90° avec une rotation azimutale de 360° à chaque pas de déclinaison. C'est la variation de cette intensité qui traduit l'anisotropie texturale de l'échantillon. Pour chaque plan (hkl), l'intensité est corrigée du bruit de fond, de l'absorption et normalisée par rapport à un échantillon isotrope. Pour les cinq plans qui ne respectent pas le loi de Bragg, l'intensité subit également la correction de Bragg (Nicol, 1997). Cette correction implique une perte d'information caractérisée par un cercle centré sur la figure de pôles, la zone aveugle (Figure III-44) dont le rayon est proportionnel à l'éloignement du plan considéré des conditions de Bragg. Les intensités corrigées sont ensuite projetées sur un canevas stéréographique de Wulff, hémisphère supérieure et traduites en courbes d'isodensité.

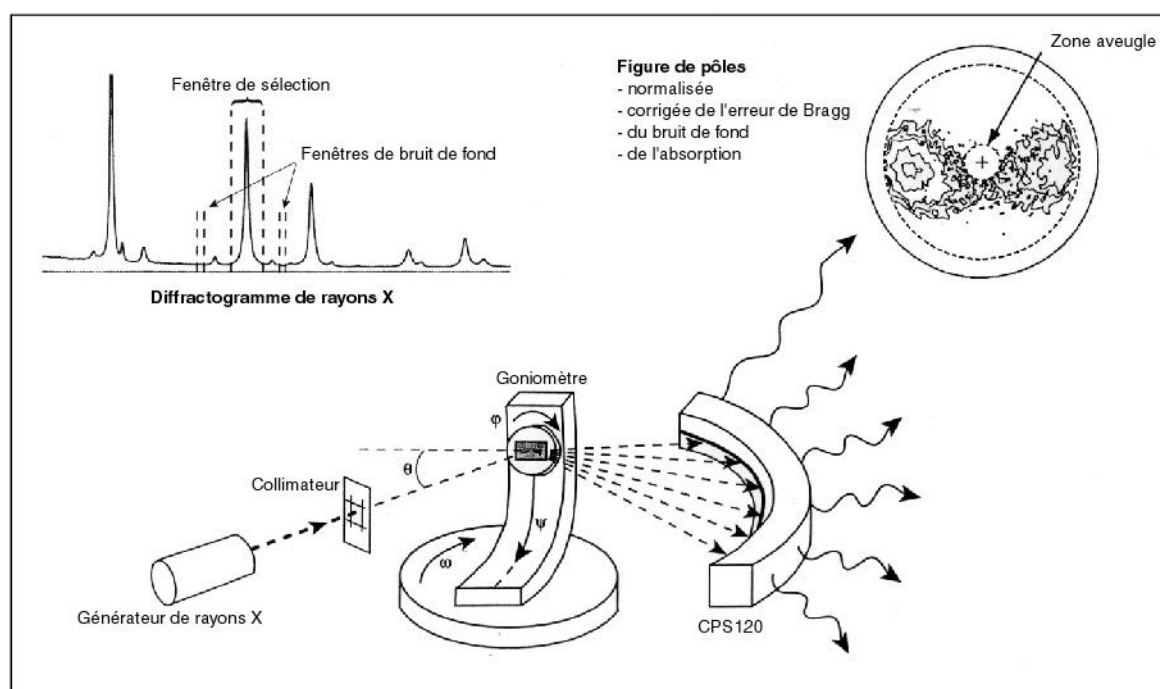


Figure III-44 : L'installation de goniométrie de texture, diffractogramme de départ et figure de pôles finale (Nicol, 1997)

c) Les orientations préférentielles de réseaux et les figures de pôles de la calcite

Dans un ensemble cristallin, les orientations préférentielles développées au cours d'une déformation progressive sont la somme des déformations des cristaux qui forment cet agrégat. Deux principaux types d'orientation préférentielle peuvent se développer. Les orientations préférentielles de forme, ou fabriques de forme, traduisent l'aplatissement moyen de tous les cristaux. La direction de l'allongement des cristaux peut ainsi renseigner sur la direction du cisaillement.

Les orientations préférentielles de réseau, mesurées à l'aide de la platine universelle ou du goniomètre de texture, correspondent à l'orientation moyenne des plans cristallographiques d'une phase minérale. La déformation par glissement induit une rotation de toutes les lignes matérielles attachées au réseau excepté celles qui se trouvent dans le plan de glissement. Pour éviter la rotation des systèmes cristallins et permettre la déformation homogène d'un agrégat polycristallin, il serait nécessaire de mettre en jeu 5 systèmes de glissement. Or dans un échantillon géologique, ces conditions (les 5 systèmes de glissement activés) ne sont jamais remplies et une orientation préférentielle de réseau apparaît par rotation des différents axes du réseau. A haute température également, le nombre de systèmes activés peut être plus important mais reste toujours inférieur à 5.

De nombreux auteurs ont mis en évidence l'existence de fabriques variées, obtenues expérimentalement ou numériquement, par cisaillement simple ou pur sur différents minéraux, comme le quartz ou la calcite (Casey, et al., 1978 ; Etchecopar and Vasseur, 1987 ; Griggs, et al., 1960 ; Kern and Wenk, 1983 ; Passchier and Trouw, 1996 ; Rutter, et al., 1994 ; Schmid, et al., 1987 ; Takeshita, et al., 1999 ; Tullis, et al., 1973 ; Turner, et al., 1954 ; Wenk, et al., 1987 ; Wenk, et al., 1986).

Pour la calcite, ces travaux ont montré que le maclage sur le plan *e* pour les basses températures, et les glissements sur les plans *r* et *f* pour les hautes températures, sont les mécanismes les plus importants de déformation intracristalline.

Les différents travaux sur la calcite ont montré une variation des figures de pôles selon que la déformation a lieu à basse ou à haute température. La figure III-45 présente des exemples de textures des axes $\langle c \rangle$ et $\langle a \rangle$ de la calcite obtenues expérimentalement et naturellement dans le cas d'un cisaillement simple et d'un cisaillement pur. Il est à noter que la température de transition entre les textures de basse et haute température, donc entre le régime de maclage *e* et les glissements intracristallins *r* et *f*, varie en fonction de la taille des grains. Ainsi, pour les calcaires à grain fin de type Solnhofen (grains de 4 μm) cette température est comprise entre 200 et 300°C (Wenk, et al., 1987 ; Wenk, et al., 1986). Pour des calcaires à grain grossier (200 μm) de Carrare, cette température est d'environ 600°C pour les mêmes conditions de déformation (Schmid, et al., 1987).

Pour compléter les interprétations des FdP, il est intéressant de regarder les macles des grains de calcite formant l'échantillon. En effet, selon Burkhard (1993) et Passchier et al. (1996), leur géométrie et aspect reflètent les conditions de température et les caractéristiques de la déformation que les grains ont subie. Ainsi, quatre types de macles sont distingués (Figure III-46). Les macles de type I, fines et rectilignes indiquent une déformation peu importante et des températures inférieures à 200°C. Les macles de type II sont plus épaisses et sont issues d'une déformation plus importante dans des conditions de température comprises entre 150 et 300°C. Les types III et IV sont caractéristiques de fortes déformations ayant entraîné une déformation intracristalline ou une recristallisation dynamique dans des conditions de température supérieures à 200 ou 250°C.

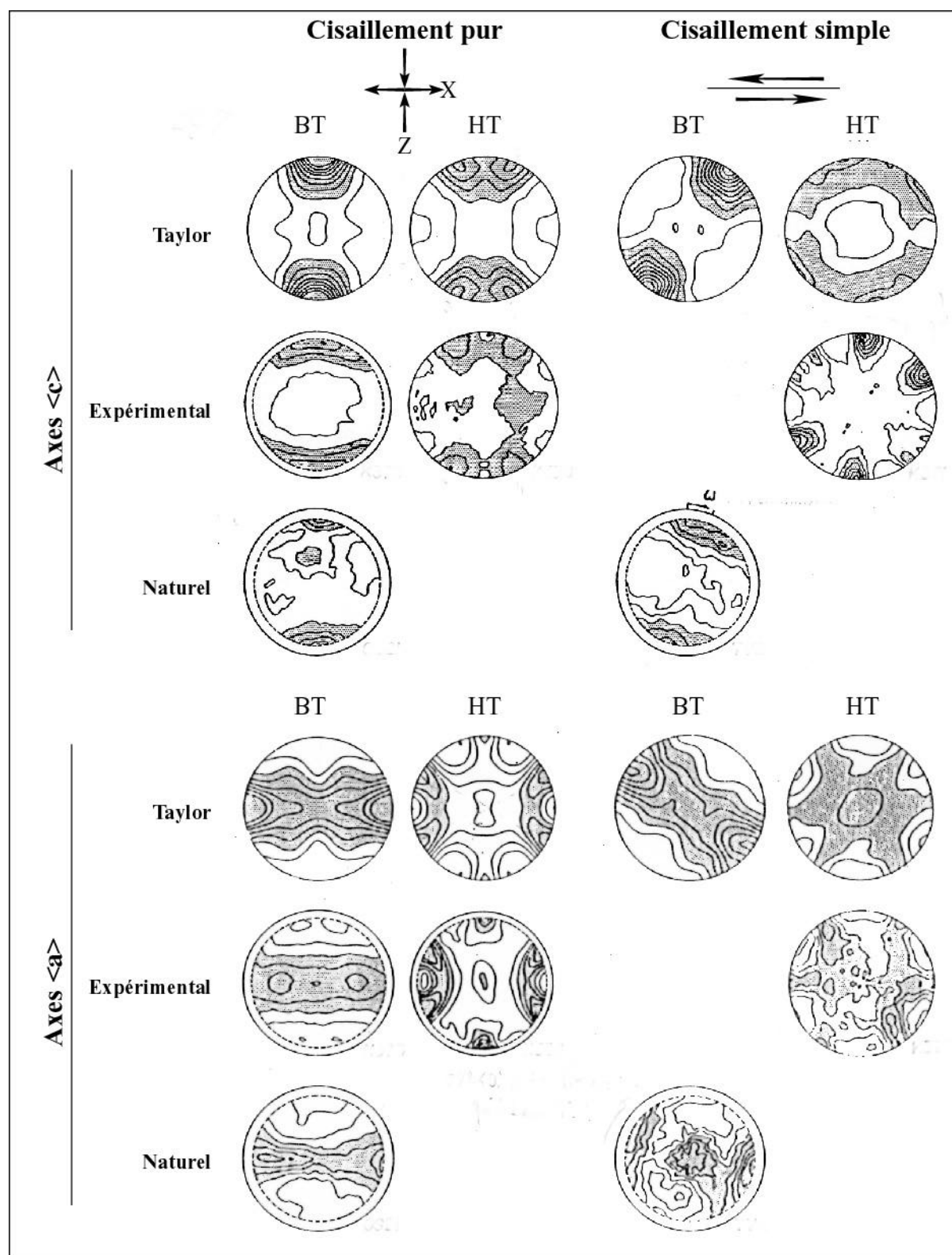


Figure III-45 : Comparaison des figures de pôles des axes $\langle c \rangle$ et $\langle a \rangle$ de la calcite obtenues théoriquement, expérimentalement et naturellement, en cisaillement pur et simple. BT : basse température (200-300°C) et HT : haute température (>400°C) (d'après Wenk et al., 1987).

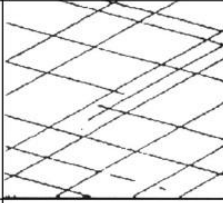
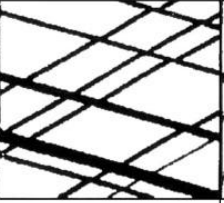

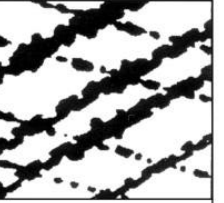
	Type I	Type II	Type III	Type IV
Géométrie des macles en lame mince				
Description	<ul style="list-style-type: none"> - macles fines - rectilignes - normales - 1, 2 ou 3 réseaux par grain 	<ul style="list-style-type: none"> - macles épaisses (>>1µm) - rectilignes à lenticulaires - normales 	<ul style="list-style-type: none"> - macles épaisses - courbes - présence de macles maclées - grains entièrement maclés - anormales 	<ul style="list-style-type: none"> - macles épaisses - inégales - bordures dentelées - alignement de petits grains - anormales
Interprétation	<ul style="list-style-type: none"> - faible déformation - couverture peu épaisse - très basse température - post-métamorphique - (tectonique tardive) 	<ul style="list-style-type: none"> - déf. importante - les grains peuvent être entièrement maclés - déformation syn- à post-métamorphique 	<ul style="list-style-type: none"> - forte déformation - déformation intracristalline (glissements r et f) - déformation syn-métamorphique 	<ul style="list-style-type: none"> - forte déformation - recristallisation dynamique (migration de joints) - déformation pré- à syn-métamorphique
Température	< 200°C	150-300°C	> 200°C	> 250°C

Figure III-46 : Classification des macles de la calcite selon leur géométrie et interprétation en termes de mécanisme et température de déformation (Burkhard, 1993, traduit de l'anglais dans Nicol, 1997).

2) Résultats et interprétations

Différents types de marbres affleurent dans les secteurs de Tuokexun-Kumux, de Mishigou ou de Yushugou. Comme il a été décrit dans les coupes, ils sont généralement présents sous forme de blocs ou lentilles de taille métrique à hectométrique et ils sont affectés par la schistosité du mélange ou des schistes qui les contiennent. Les coordonnées géographiques des échantillons analysés sont présentées dans l'annexe 1.

Tous composés à 90-95% de calcite, les marbres diffèrent par la granulométrie et la présence ou non de clastes calciques. Quatre types principaux de textures peuvent être distingués.

a) Marbres à matrice fine et à clastes

Ce type de marbre a été observé dans les formations volcaniques ordoviciennes de la coupe de Mishigou et en blocs dans le mélange flysch de silurien de la coupe de Tonghuashan. Composée à 95% de calcite, la matrice très fine (taille des grains : 10 à 20 µm) ne présente pas de fabrique de forme (planche 22.a). Les grains très fins de forme régulière semblent présenter des macles discrètes de type I à II, indicatrices d'une faible déformation post-métamorphique dans des conditions de basse à moyenne température (<200°C ou comprise entre 150 et 300°C) (Burkhard, 1993). Des clastes calciques regroupés en agrégats ont des tailles variant de 200 à 500 µm et présentent un allongement parallèle à la schistosité. Ils comportent des macles de type III (planche 22.b), courbes et épaisses, caractéristiques d'une forte déformation syn-métamorphique et d'une température supérieure à 200°C (Burkhard, 1993)(figure III-46). Enfin, quelques rares clastes de quartz (125-300 µm), parfois agrégés en amas millimétriques, sont aussi présents. Les clastes, de quartz ou de calcite, soulignent des rubans étroits (400 µm en moyenne) dans lesquels ils sont concentrés. Ces

zones clastiques montrent une fabrique de forme peu développée mais les clastes peuvent présenter des zones de cisaillement ductile-fragile et des formes sigmoïdes indiquant, dans le cas des marbres de Mishigou un mouvement dextre, et dans les marbres de Tonghuashan un mouvement du compartiment supérieur vers le nord.

Deux séries de figures de pôles se rapportant à chacun de ces marbres sont présentées sur la figure III-47. Mesurées dans la matrice fine, elles présentent des OPR bien marquées.

L'échantillon TS496, prélevé dans le mélange de Mishigou, provient d'un marbre présentant une schistosité N150-80W portant une linéation d'allongement N330-30. L'échantillon TS528, provenant du mélange schisteux silurien de Tonghuashan, présente une foliation N20-70W portant une linéation plongeant au nord de 60°. Ces deux marbres ont été échantillonnés dans des terminaisons péricleinales ce qui explique l'attitude de leur schistosité, oblique par rapport aux foliations régionales de direction moyenne N110-N130. La foliation est indiquée en trait plein sur les FdP de la figure III-47.

Les FdP des axes <c> montrent une forte OPR avec une direction des maxima oblique par rapport à la foliation. Sur les FdP des axes <e> qui correspondent aux plans de macles, les courbes d'isodensité définissent très bien un maximum indiquant des glissements actifs sur les plans de macles bien que celles-ci ne soient que faiblement visibles en microscopie. Ce maximum tend à être décalé du pôle du plan de foliation vers le maximum des axes <c> confirmant ainsi la rotation générale de ces derniers. Les FdP des axes <a>, <r> et <h> montrent aussi des OPR et indiquent que le maclage n'est pas le seul mécanisme de déformation intracristalline de la calcite. Le grand cercle décrit par les axes <a> et décalé du plan de schistosité de manière concordante avec les axes <c> et <e> traduit la présence de glissements intracristallins sur les plans basaux mais ceux-ci ne sont pas prépondérants car les grains ne semblent pas présenter de bordure dentelée (Schmid, et al., 1987). Les axes <r> sont regroupés en deux zones larges et mal définies de part et d'autre du plan de schistosité. Ces deux zones ne permettent pas la distinction de deux maxima comme c'est le cas en déformation non coaxiale à basse température obtenue par Schmid et al. (1987). Les FdP des axes <r>, obtenues sur les échantillons TS496 et TS528, semblent toutefois indiquer que des glissements synthétiques et antithétiques du cisaillement global interviennent sur les plans <r>. Ces glissements sont généralement associés à des mouvements compensatoires sur les plans <h> et <f>, mais dans ces deux marbres, il semble que seuls les plans <h> aient été activés. Ils montrent de fortes OPR avec un regroupement des pôles sur un grand cercle légèrement décalé du plan de foliation dans le sens de rotation générale des autres axes. Les FdP des axes <f> ne montrent quant à elles aucune OPR qui puisse être discutée.

L'interprétation de ces OPR obtenues sur les deux échantillons montre de fortes similitudes avec les données numériques et expérimentales obtenues pour une déformation de basse à moyenne température où le mécanisme de déformation dominant est le maclage. Cependant, il a été montré que ce maclage a pu être accompagné de glissements intracristallins plus ou moins importants mais qui ne sont pas responsables des OPR de tous les axes considérés. L'angle de rotation des axes <c> inférieur à 15° indique une composante coaxiale associée à la déformation non coaxiale. La répartition des pôles des axes <c> sur la FdP montre que la transition entre le maclage et le régime de glissements intracristallins n'a pas été atteinte. Compte tenu de la taille des grains et des OPR respectives des différents axes, la température peut être estimée à 200-300°C.

Ces résultats sont confirmés par l'interprétation de la géométrie et de l'aspect des macles de type I des grains fins de la matrice dans laquelle la mesure des FdP a été faite. Les clastes quant à eux indiquent par leur maclage de type III une forte déformation de plus haute température (>200°C) mais surtout syn-métamorphique. Ils représentent probablement des reliques, issues d'une déformation antérieure, comprises dans une matrice recristallisée lors d'une déformation postérieure.

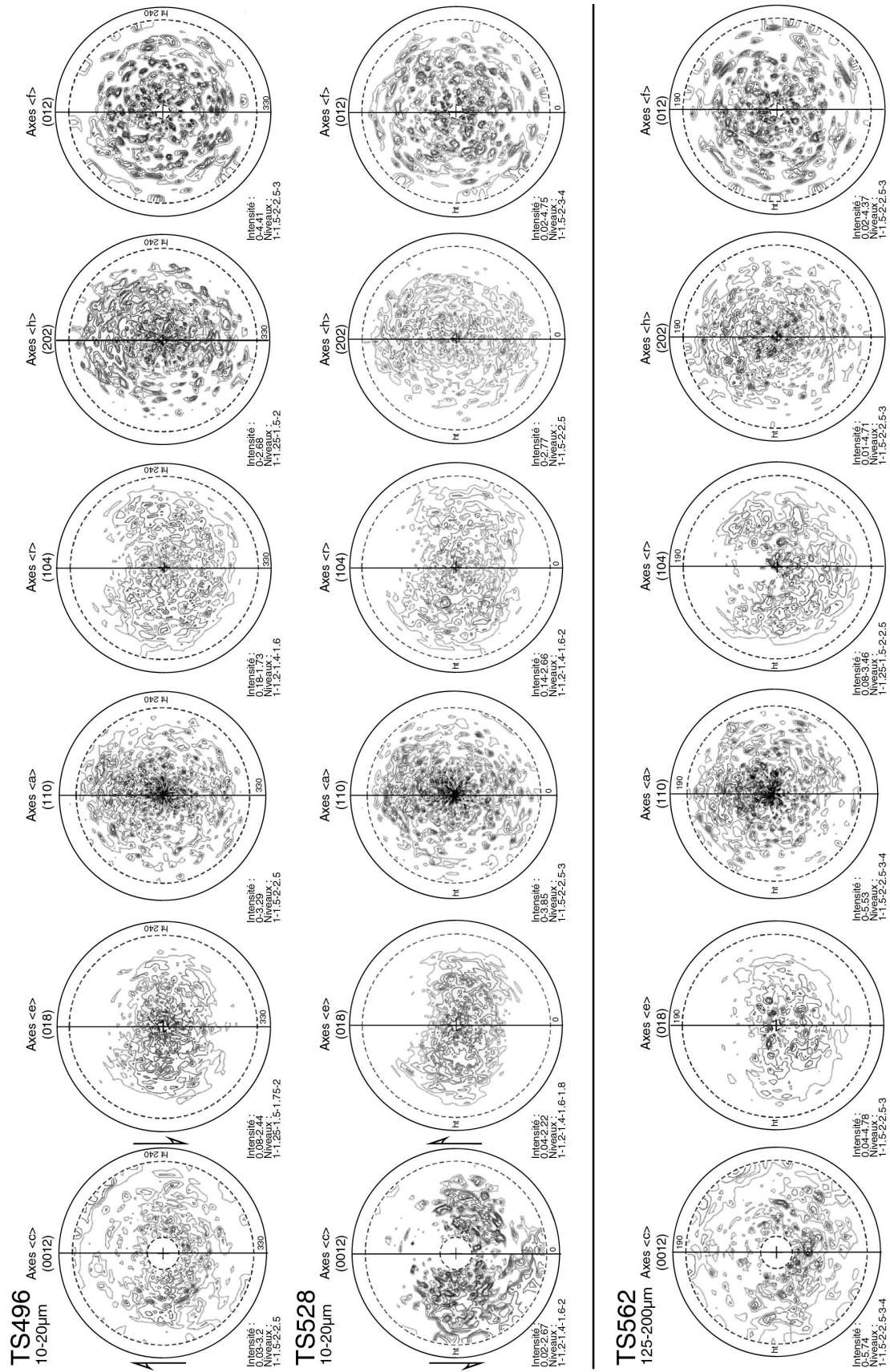


Figure III-47 : Figures de pôles de la calcite des marbres fins à clastes (TS496 et TS528) et des marbres homogènes (TS562) (Wulf, hémisphère supérieur). Trait plein : plan de foliation.

D'un point de vue cinématique, l'échantillon TS496 provenant de la coupe de Mishigou montre un cisaillement dextre s'effectuant le long d'une linéation N330-30. Compte tenu de l'attitude de la foliation qui est plissée, le cisaillement indique donc un mouvement du compartiment supérieur vers le nord. Ce mouvement est également souligné par les bandes de cisaillement qui affectent les clastes. Les FdP du marbre TS528 de Tonghuashan indiquent pour leur part un mouvement du compartiment supérieur vers le nord le long d'une linéation nord plongeant de 60°. Ces deux vergences sont compatibles avec les données structurales exposées dans les chapitres concernant ces coupes. Dans les deux cas les principales vergences des déformations sont vers le nord.

b) Marbres homogènes

Ces marbres sont présents dans les flyschs siluriens du secteur de Yushugou sous forme de blocs ou lentilles pluri-métriques. Constitués à plus de 95% de calcite, ils sont composés de grains très homogènes de taille variant de 125 à 200µm (planche 22.c). Aucune fabrique de forme n'a été observée. Les grains de calcite présentent des macles épaisses et rectilignes de type II bien marquées. D'après la classification de Burkhard (1993), elles indiquent une déformation importante avec des températures comprises entre 150 et 300°C. Cette déformation est supposée syn- à post-métamorphique (figure III-46).

Les FdP obtenues sur l'échantillon TS562 (figure III-47) montrent des OPR plus ou moins bien marquées. La FdP des axes <c> montrent des maxima très mal définis mais qui semblent toutefois souligner un plan oblique de 10° par rapport à la foliation. Ceci est confirmé sur la FdP des axes <e> qui présentent un maxima bien délimité. Cette FdP indique la mise en jeu importante du maillage e. Les figures des axes <a>, <r> et <h> montrent des OPR moins marquées, signifiant probablement une mise en jeu réduite des glissements intracristallins. Les pôles des axes <f> ne dessinent pas d'OPR.

L'interprétation des FdP de cet échantillon indique que la composante principale de la déformation globale est non coaxiale. La déformation est principalement absorbée par le maillage e et, malgré le jeu de glissements intracristallins, la température de transition n'a pas été atteinte. Les conditions de température peuvent être estimées à environ 200-300°C comme tendent à le montrer la présence de macles de type II et la taille des grains qui augmente la température de transition.

Les FdP semblent indiquer un mouvement dextre qui, ramené à l'orientation de l'échantillon, correspondrait à un mouvement du compartiment supérieur vers le sud. Mais, en raison du maillage important, cette interprétation est délicate. Comparée aux observations de terrains et aux microstructures qui indiquent un cisaillement vers le nord dans ce secteur, cette fabrique n'est pas concordante. Deux possibilités peuvent être avancées : une déformation tardive à vergence sud, qui n'aurait été enregistrée que dans les marbres, la calcite se déformant facilement ; ou, les FdP ne sont pas interprétables en raison du maillage e important.

c) Marbres à fabrique de forme

Ces marbres, prélevés dans les schistes siluriens des massifs de Liuhuangshan (TS537) et de Tonghuashan (TS583), présentent une fabrique de forme très marquée. Les grains de calcite montrent un allongement important sub-parallèle à la schistosité dans toute la matrice (planche 22.d). Deux granulométries sont présentes dans ces marbres. Des grains de taille variant de 30 à 125 µm constituent des zones étroites, comprises dans une matrice aux grains plus gros (150 à 225 µm). Aucune différence dans la fabrique de forme ni dans l'orientation des minéraux n'a été observée et il est probable que ces zones de granulométries différentes soient issues de la stratification initiale. Les cristaux de calcite présentent des macles de type

II à III. Ces macles correspondent à une forte déformation dans des températures supérieures à 200°C (Burkhard, 1993). Cette déformation, supposée syn-métamorphique, aurait fait intervenir des déformations intracristallines (figure III-46).

Les FdP obtenues pour les deux échantillons sont assez semblables dans leurs géométries (figure III-48). Les FdP des axes $\langle c \rangle$ de TS537 et TS583 montrent des maxima assez nettement définis. Cette répartition des pôles indique une composante non coaxiale importante. La foliation peut être considérée comme confondue avec le plan de cisaillement dans la mesure où l'allongement des grains lui est sub-parallèle dans ces échantillons. Ainsi, les FdP des axes $\langle r \rangle$ et $\langle c \rangle$ sont tout à fait comparables aux FdP obtenues par Schmid et al. (1987) dans le cas d'une déformation par maclage prédominant. En effet, les FdP des axes $\langle e \rangle$ présentent des plans de macles regroupés indiquant des glissements actifs sur les plans de macles. Les OPR bien marquées des FdP des autres axes indiquent que des glissements intracristallins non négligeables ont aussi participé aux mécanismes de la déformation.

L'interprétation cinématique des FdP montre dans le cas de l'échantillon TS537, un mouvement senestre s'il est comparé aux fabriques de Schmid et al. (1987). La linéation d'allongement N300 est portée par une S_{0-1} N20-15NW représentant la terminaison périclinale d'un synclinal d'axe N110. Ainsi, le mouvement du compartiment supérieur s'est probablement fait vers le NW, ce qui est compatible avec les observations effectuées dans les formations des flyschs siluriens de Liuhuangshan. La déformation a été associée à des conditions de température moyenne (200-300°C environ) comme le montre la présence de macles de type II-III et les FdP.

Les FdP obtenues sur l'échantillon TS583 prélevé dans les schistes siluriens de Tonghuashan indiquent un cisaillement dextre associé à une linéation 330NW45 portée par une foliation N120-80SW. Ceci peut donc être considéré comme un mouvement du compartiment supérieur vers le nord-ouest, ce qui est ici en accord avec les autres observations effectuées dans ce secteur. La température associée à la déformation peut être estimée ici aussi à 200-300°C grâce aux macles de type II-III des cristaux et aux interprétations des FdP.

d) Marbres à très gros grains

Les marbres des blocs compris dans les gneiss et schistes du Tianshan sud le long de la coupe de Tuokexun-Kumux présentent une granulométrie grossière. Aucune fabrique de forme n'a été observée dans les échantillons. Les grains dont la taille varie entre 600 et 1200 μm présentent des macles de type II épaisses regroupées en deux ou trois réseaux (planche 22.e). Selon la classification de Burkhard (1993), les macles de type II sont les marqueurs d'une déformation importante syn- à post-métamorphique dans une gamme de température allant de 150 à 300°C (figure III-46).

Trois séries de figures de pôles ont été mesurées pour les échantillons TS519 et TS521 prélevés le long de la coupe Tuokexun-Kumux (figure III-49). Du fait de la taille des grains de calcite, elles sont difficiles à interpréter car l'effet de grain est très important. Les mesures n'étant effectuées que sur des fenêtres de quelques millimètres carrés, donc sur quelques grains seulement, la répartition statistique des pôles des différents axes est faussée et montre nettement sur les FdP les quelques grains analysés qui produisent des maxima d'intensité importants très bien circonscrits. Toutefois, plusieurs fenêtres ont été analysées et semblent montrer les mêmes FdP pour chacun des échantillons malgré l'effet de grain qui empêche l'obtention de FdP claires. Ainsi, sans faire une description détaillée des différentes OPR obtenues pour chaque axe mesuré, il est possible de déterminer une tendance générale, qui n'a qu'une valeur statistique réduite.

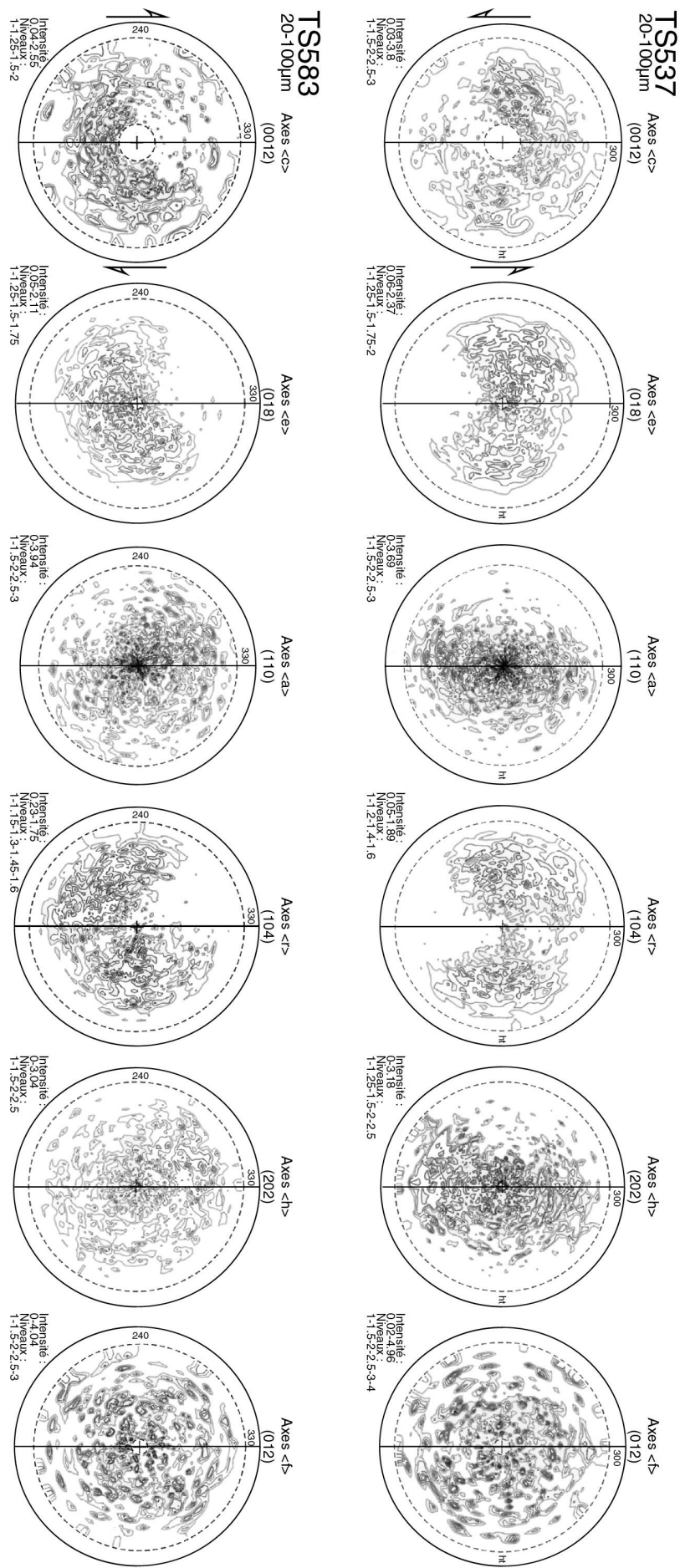


Figure III-48 : Figures de pôles de la calcite des marbres à fabrique de forme (TS537 et TS583) (Wulf, hémisphère supérieur). Trait plein : plan de foliation.

Pour l'échantillon TS519, deux sucres ont été analysés. Le sucre TS519a est parallèle à la linéation d'allongement plongeant au N30 portée par une foliation N125-60NE. Alors que la FdP des axes <c> ne semble pas montrer d'OPR, la FdP des axes <e> peut être interprétée comme le résultat d'un maclage non négligeable. L'orientation des axes <e>, oblique par rapport à la foliation, confirme la rotation des axes <c> même si celle-ci ne peut être mise en évidence sur la FdP de ces axes. Les FdP des axes <a>, <r>, <h> et <f> montrent des orientations complexes dont l'interprétation est délicate. Elles sont toutefois comparables aux FdP présentées par Schmid et al. (1987) pour les marbres déformés par maclage. Le regroupement des axes <a> sur un grand cercle faiblement décalé par rapport à la foliation et la présence de deux pôles majeurs mal définis sur la FdP des axes <r> (mouvements synthétiques et antithétiques du cisaillement global associés à des glissements compensatoires sur les plans <f> et <h>) semble souligner l'intervention du maclage. Le cisaillement qui est déduit de la FdP des axes <r> et qui semble ressortir de ces FdP est un mouvement du compartiment supérieur vers le nord, mais le maclage important et l'effet de grain restreignent la validité de cette hypothèse.

Le sucre TS519b est quant à lui parallèle à une linéation minérale plongeant vers le N100 de 30° et portée par la même foliation N125-60NE. Les FdP mettent nettement en évidence l'effet de grain décrit plus haut, et comme pour l'échantillon TS519a, il faut rester prudent pour leur interprétation. Les FdP des différents axes tendent à montrer l'intervention majeure du maclage <e> mais les OPR des autres axes ne permettent pas d'interprétation cinématique.

L'importante participation du maclage *e* dans la déformation étudiée sur TS519a indique des conditions de température inférieures à la température de transition entre les deux mécanismes (maclage et glissements intracristallins). Comme l'ont montré Schmid et al. (1987), une taille de grain importante augmente la température de transition entre glissement intracristallin et maclage. Or, dans la mesure où le maclage est le mécanisme principal qui a eu lieu lors de la déformation de ces marbres grossiers, la température associée à la déformation peut ainsi être évaluée à moins de 300°C.

L'échantillon TS521 est parallèle à une linéation d'allongement horizontale très marquée portée par une foliation N125-70N. De texture identique à l'échantillon TS519, il est lui aussi sujet à l'effet de grain. Seules les FdP des axes <c>, <a> et <e> sont présentées sur la figure 6, et aucune interprétation sur les mécanismes de la déformation ne sera faite. En effet, trois zones du sucre ont été analysées et, même si les FdP obtenues pour chacune des fenêtres semblent présenter des similitudes, l'effet de grain est trop important pour permettre une conclusion quelconque sur les mécanismes mis en jeu lors de la déformation. Toutefois, nous avançons la possibilité d'une déformation senestre au vu des FdP des axes <c> et <e> mais avec une grande réserve sur la validité de cette hypothèse.

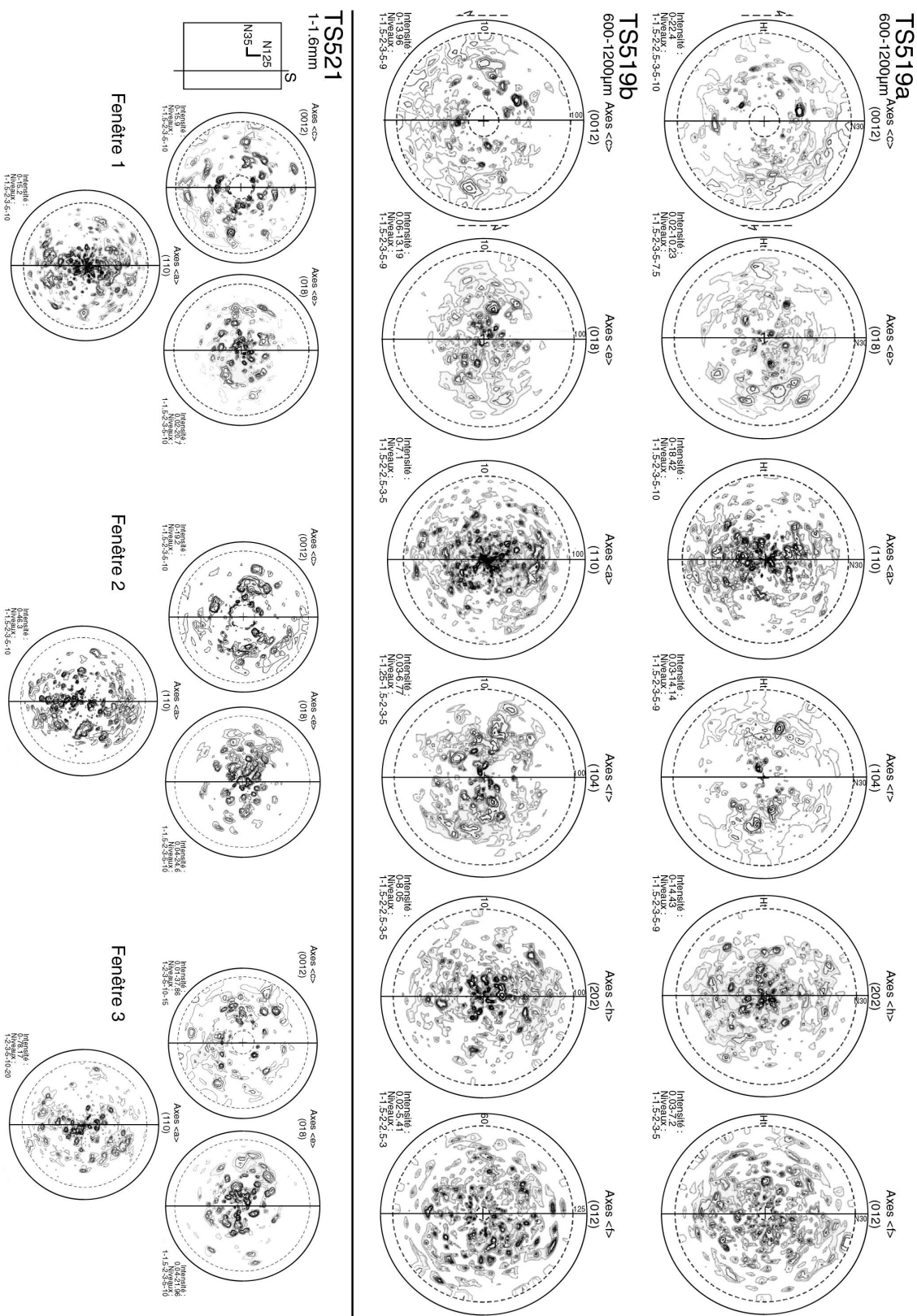


Figure III-49 : Figures de pôles de la calcite des marbres à très gros grains (TS519 et TS521) (Wulf, hémisphère supérieur). Trait plein : plan de foliation.

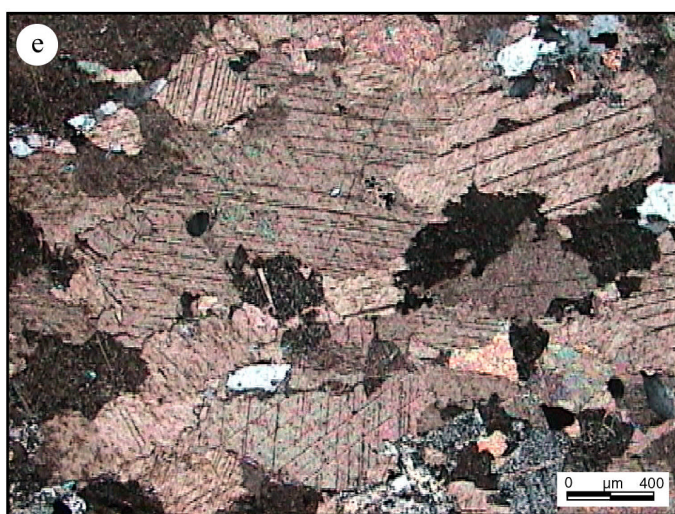
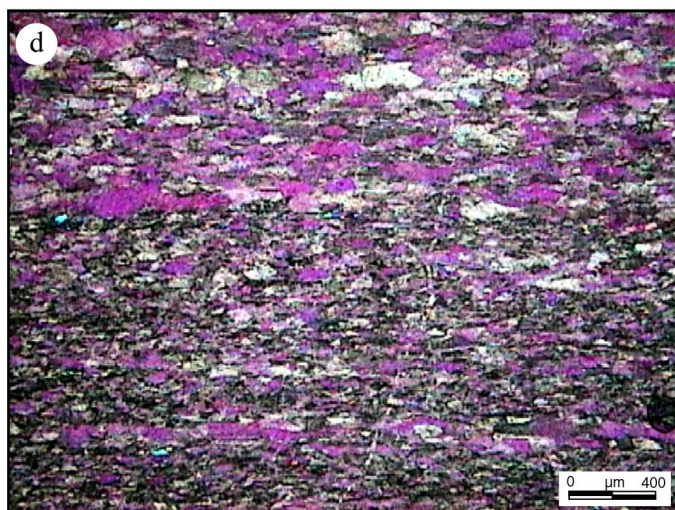
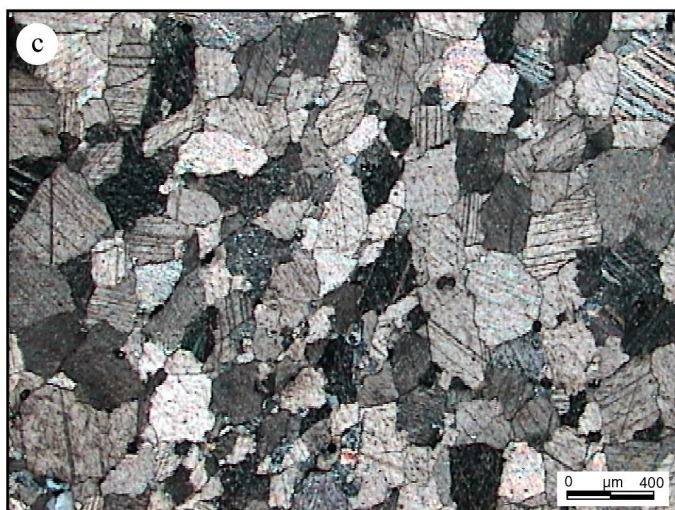
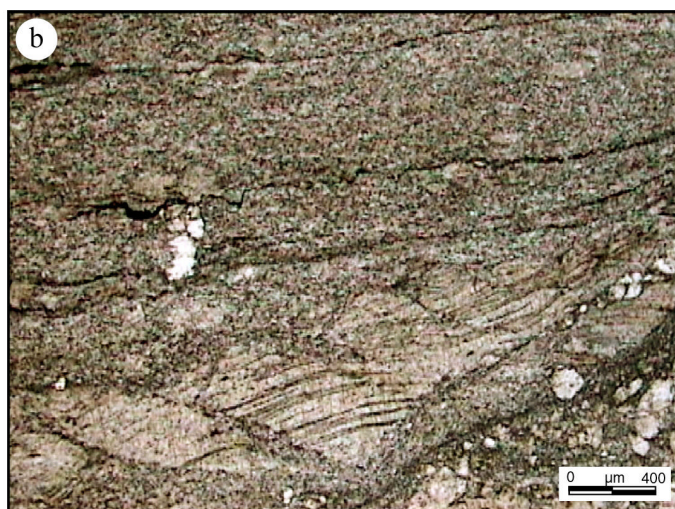
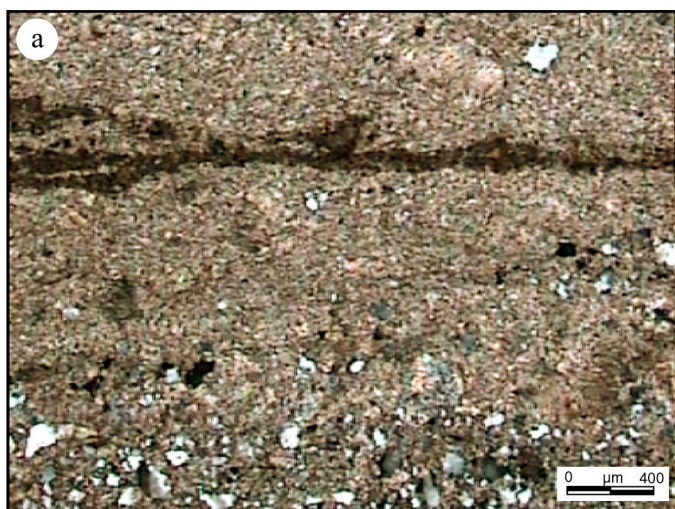


Planche 22 : a) Marbre à granulométrie fine et à lits quartzeux, LPA, TS528 ; b) Marbre à matrice fine et à clastes, LPA, TS496; c) Marbre homogène à granulométrie moyenne, LPA, TS562 ; d) Marbre homogène à fabrique de forme très marquée, LPA, lame onde, TS537; e) Marbre à granulométrie très grossière, LPA, TS519.

B. Etude géochimique

1) L'arc volcanique du Tianshan central

Dans les formations ordoviciennes du Tianshan central, trois échantillons ont fait l'objet d'une étude géochimique au CRPG de Nancy. Les échantillons TS492 et TS504 sont des gabbros dioritiques contenant environ 53% de SiO_2 (Wilson, 1989)(figure III-50 ; annexe 3). Composés de 35 à 40% de lattes de plagioclase, dont la taille varie de 200 à 600 μm , ils contiennent des reliques de clinopyroxènes maclés, zonés et déstabilisés en amphiboles sur leurs bordures. Les feldspaths sont déstabilisés en séricite et du quartz interstitiel représente jusqu'à 15% de la roche. Enfin, des minéraux d'altération (oxydes, quelques épidotes) complètent leur pétrologie.

Une dacite (TS489), prélevée dans le secteur de Mishigou, est composée d'une mésostase microlitique feldspathique et de phénocristaux de plagioclases non altérés. Des agrégats polycristallins de pyroxènes sont parfois déstabilisés en épidotes. Cette dacite contient environ 67% de SiO_2 et sa teneur en Na (8,44% de Na_2O) est anormalement élevée, ce qui peut signifier que la roche a subi un lessivage important. C'est pourquoi le diagramme % SiO_2 Vs % $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ n'a pas été utilisé pour cet échantillon. La dacite TS489, ainsi que sept échantillons prélevés dans la même région et analysés à Nanjing, projetés dans le diagramme % K_2O Vs % SiO_2 (Rickwood, 1989) (figure III-51 ; annexe 3) déterminent deux tendances : un premier pôle intermédiaire entre les séries riches en K et les séries calco-alcalines est défini par les andésites analysées à Nanjing ; le deuxième pôle est défini par l'échantillon TS489 ainsi que par les rhyolites et une dacite montre une série tholéiitique.

La projection des teneurs en éléments incompatibles de chacun des trois échantillons et des échantillons analysés à Nanjing dans le diagramme étendu est présentée sur la figure III-52. Les échantillons analysés en Chine présentent des spectres incomplets car seuls les majeurs et les terres rares y ont été mesurés. Toutefois, il semble que ces analyses sont concordantes avec celles effectuées au CRPG (Nancy). Ces trois dernières indiquent un appauvrissement en Rb (mobile en solution aqueuse), en Nb et en Zr (figure III-52). Un enrichissement en Sr (très mobile) des gabbros suggère qu'un liquide s'est probablement fractionné.

L'anomalie négative en Rb confirme le lessivage des échantillons analysés au CRPG. Les gabbros dioritiques (TS492 et TS504) montrent un appauvrissement en Nb et un léger appauvrissement en Zr et Hf, qui indique une signature d'arc. Il y a aussi un enrichissement en Sr alors que TS489 semble fractionnée car elle montre un appauvrissement en Sr.

La distribution des REE semble confirmer que les échantillons ont eu la même source magmatique (figure III-53.A et B). Les spectres sont parallèles et présentent tous un enrichissement en terres rares légères. L'appauvrissement global en terres rares lourdes et la légère anomalie négative en Eu suggèrent l'existence d'un soubassement continentale.

Dans les diagrammes discriminants Nb-Y, Ta-Yb, Rb-(Y+Nb) ou Rb-(Yb+Ta)(Pearce, et al., 1984), les gabbros se trouvent dans le champs des VAG (Volcanic-Arc Granites) (figure III-54). Ceci indique que ces formations se seraient formées dans un contexte d'arc volcanique.

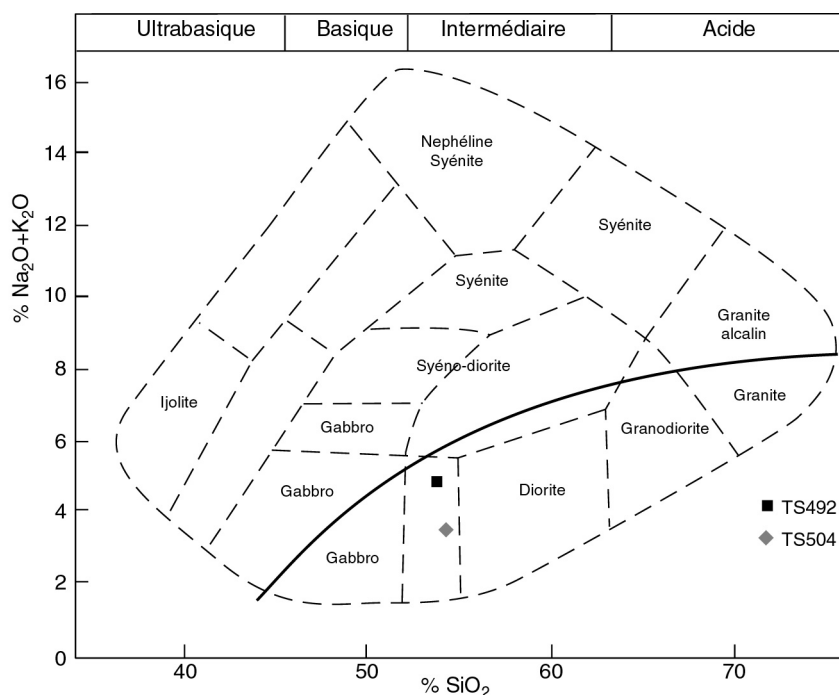


Figure III-50 : Diagramme $\% \text{SiO}_2$ Vs $\% (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ de composition chimique et nomenclature pour les roches plutoniques (Wilson, 1989) appliqué aux gabbros dioritiques (TS492 et TS504) ordoviciens du Tianshan central.

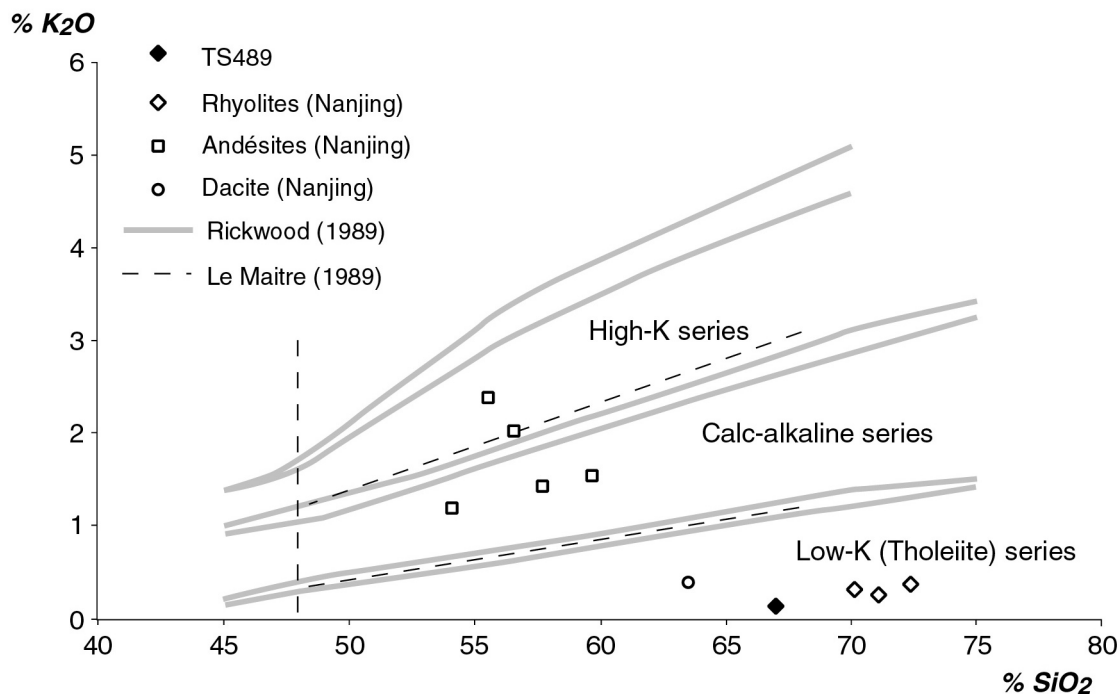


Figure III-51 : Diagramme $\% \text{K}_2\text{O}$ Vs $\% \text{SiO}_2$ appliqué aux volcanites ordoviciennes du Tianshan central. Limites des séries tirées d'après Rickwood (1989) et Le Maitre et al. (1989).

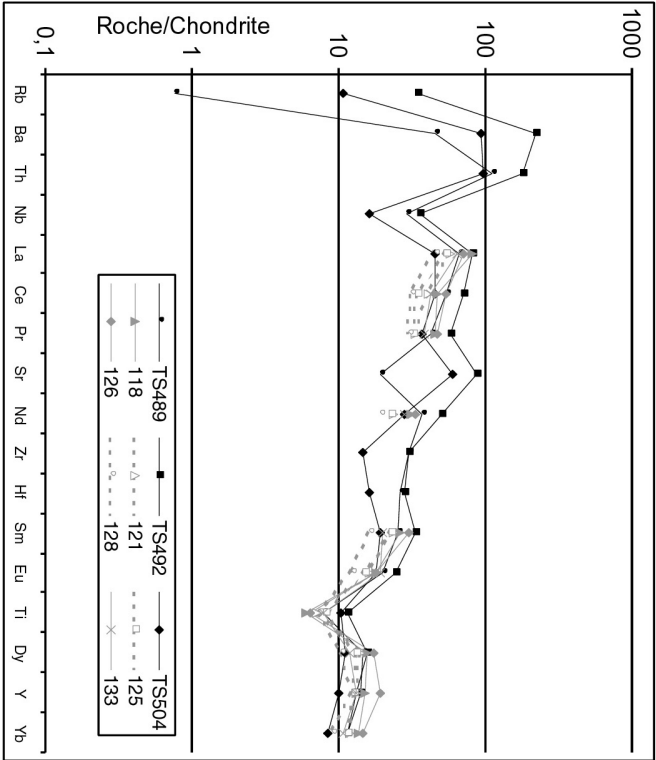


Figure III-52 : Diagramme étendu aux éléments incompatibles de la dacite (TS489) et des gabbros dioritiques (TS492 et TS504) analysés au CRPG (Nancy) et des analyses effectuées à Nanjing pour les formations de l'arc ordovicien du Tianshan central. Normalisation à C1 (Sun and McDonough, 1989).

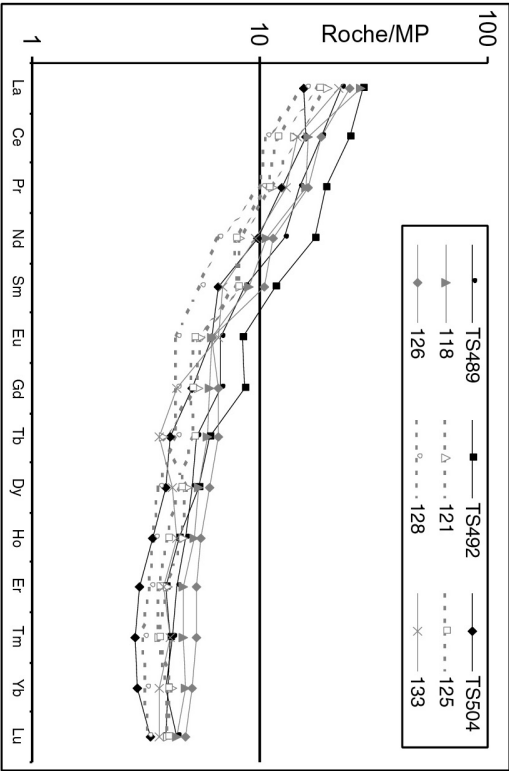
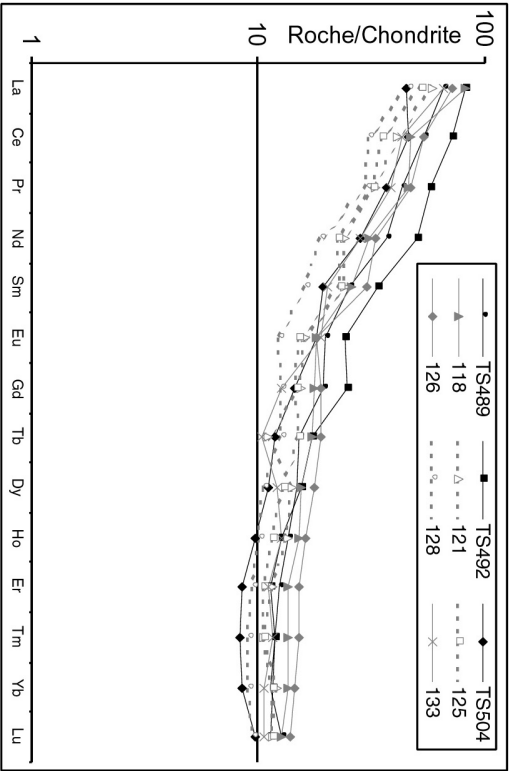


Figure III-53 : Profils des terres rares (REE) de la dacite (TS489) et des gabbros dioritiques (TS492 et TS504) analysés au CRPG (Nancy) et des analyses effectuées à Nanjing pour les formations de l'arc ordovicien du Tianshan central. A : normalisation à C1 (Sun and McDonough, 1989) ; B : normalisation au manteau primitif (McDonough et al., 1992).

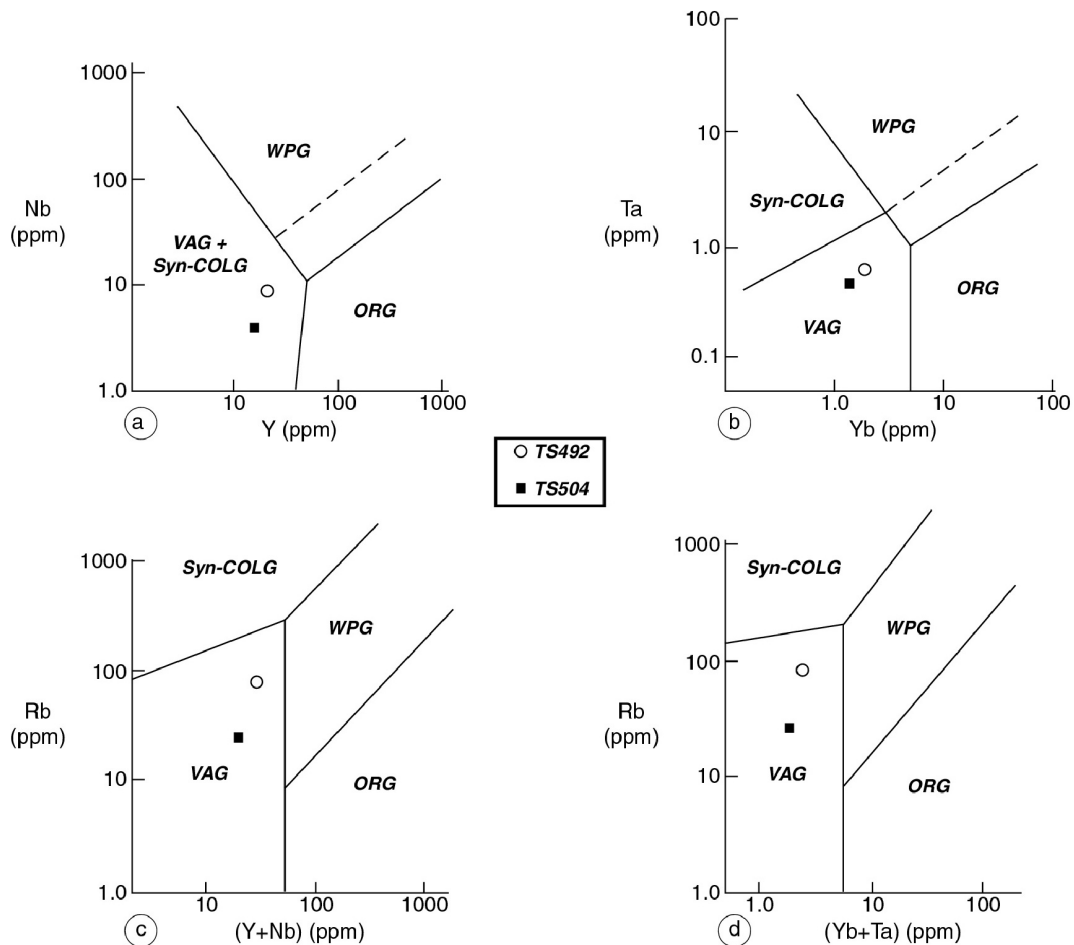


Figure III-54 : Diagrammes discriminants Nb-Y (a), Ta-Yb (b), Rb-(Y+Nb) (c) et Rb-(Yb-Ta) (d) pour les granites (Pearce, et al., 1984) appliqués aux gabbros dioritiques ordoviciens (TS492 et TS504) du Tianshan central. (VAG : granites d'arc volcanique ; ORG : granites de rides océaniques ; Syn-COLG : granites syn-collisionnels ; WPG : granites intraplaques).

2) Les blocs amphibolitiques et les pyroxénites des Tianshan sud et central et du mélange de Yushugou

L'amphibolite TS517, les amphibolites TS540 et TS541, et la pyroxénite TS545 ont été prélevées respectivement dans les gneiss du Tianshan central, dans le mélange à blocs ultrabasiques de Liuhuangshan et enfin dans l'unité granulitique de Yushugou.

Les trois premiers échantillons présentent des teneurs en SiO_2 comprises entre 52 et 50,5% qui les mettent à la limite entre les roches basiques et intermédiaires (annexe 3). Leur étude pétrologique a montré qu'elles sont issues d'un métamorphisme rétrograde hydraté (cf. études des secteurs de Tuokexun-Kumux et du massif ophiolitique de Kumux).

En effet, le diagramme étendu (éléments incompatibles) montre que les amphibolites TS517 et TS541 ont subi un lessivage du Rb et du Sr (mobiles en solution aqueuse) induisant un appauvrissement relatif important pour Rb et léger pour Sr (figure III-55.A et B). TS540 présente aussi un appauvrissement en Rb, mais n'est pas appauvrie en Sr. Les trois amphibolites TS517, TS540 et TS541 présentent des appauvrissements en Nb, Zr, Hf et Ti qui semblent indiquer une signature d'arc ou d'arrière-arc. L'échantillon TS545 prélevé à Yushugou contient environ 45% de SiO_2 ce qui correspond à une composition basique à ultrabasique (annexe 3). A l'instar de TS540, cette pyroxénite est appauvrie en Rb mais pas en Sr. Mais une teneur anormalement basse en Th peut laisser penser à un problème analytique.

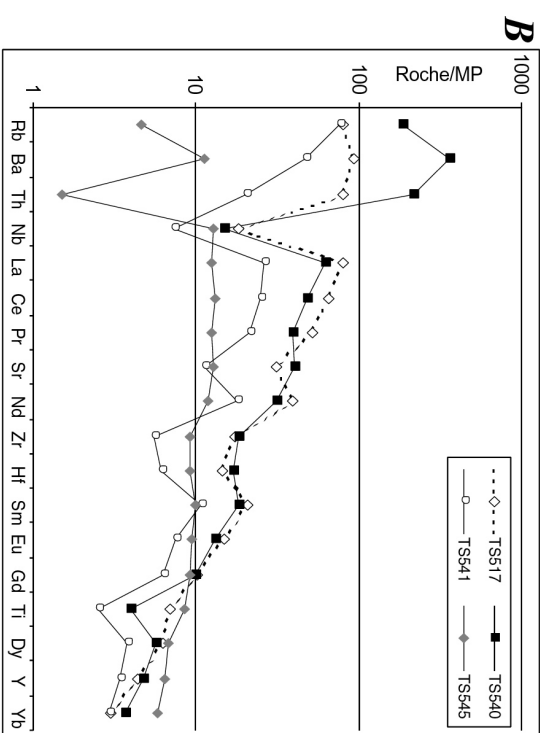
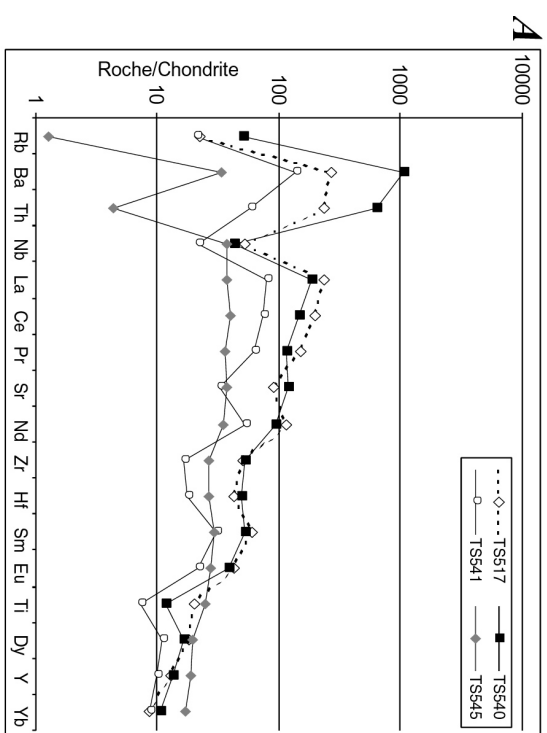


Figure III-55 : Diagrammes étendus aux éléments incompatibles des amphibolites (TS517, TS540 et TS541) et de la pyroxénite (TS545) des Tianshan sud et central et du mélange de Yushugou. A : normalisation à C1 (Sun and McDonough, 1989) ; B : normalisation au manteau primitif (McDonough et al., 1992).

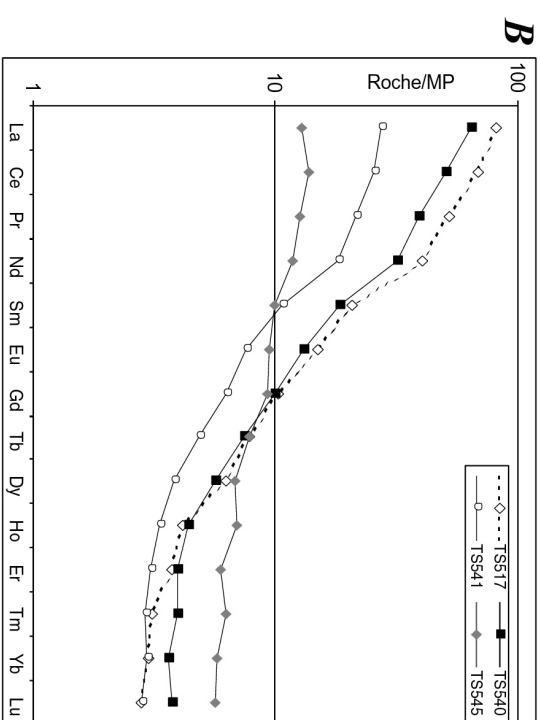
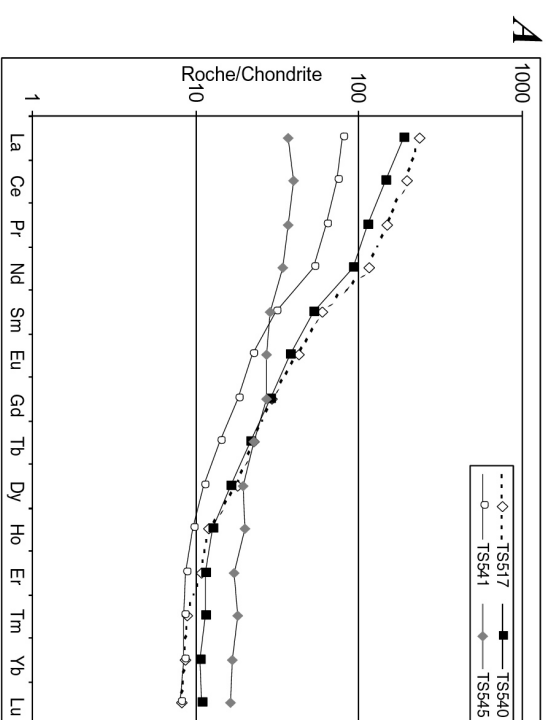


Figure III-56 : Profils des terres rares (REE) des amphibolites (TS517, TS540 et TS541) et de la pyroxénite (TS545) des Tianshan sud et central et du mélange de Yushugou. A : normalisation à C1 (Sun and McDonough, 1989) ; B : normalisation au manteau primitif (McDonough et al., 1992).

Les distributions des REE de ces quatre échantillons indiquent l'existence probable de deux sources magmatiques (figure III-56.A et B). Les échantillons TS517 et TS541 semblent avoir la même source en raison de la similitude de leurs distributions en REE qui montrent dans les deux cas un enrichissement en LILE. Les teneurs normalisées en REE de l'amphibolite TS540 dessinent un profil similaire à celui des deux échantillons TS517 et TS541 mais montrent un enrichissement moindre en REE. Elles présentent toutefois un enrichissement en LILE. La pyroxénite TS545 a une distribution des terres rares beaucoup plus plate que les autres amphibolites. Moins appauvrie en HFSE, elle ne présente pas d'enrichissement important en LILE. Cet échantillon a une source probablement différente des trois autres.

3) Le mélange de Mishigou

Des péridotites mantelliques, des gabbros cumulatifs et des roches basaltiques en blocs ou en filons précoces ont été prélevés au cours des missions de terrain dans le mélange ophiolitique de Mishigou et ont été analysées à l'université de Nanjing (annexe 3). Dans le diagramme de Le Maitre, et al. (1989), les échantillons basaltiques analysés correspondent à des basaltes et des trachybasaltes (figure III-57).

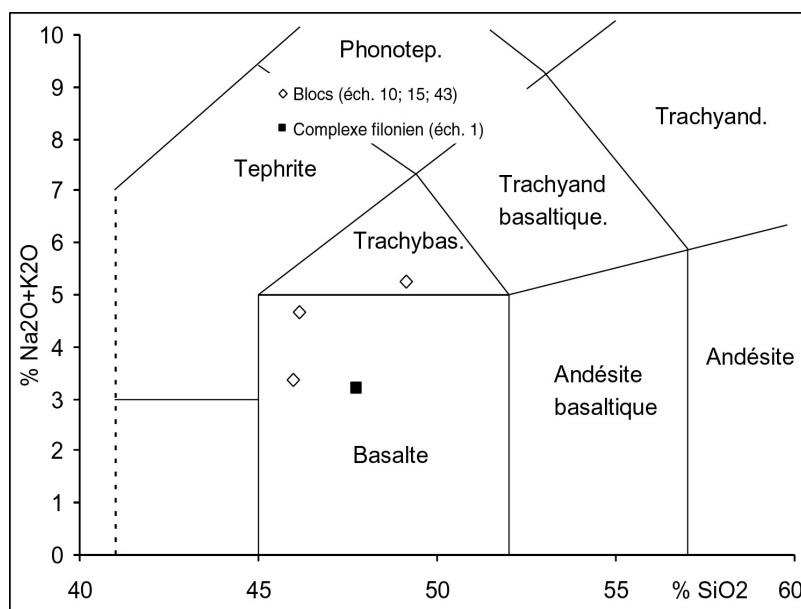


Figure III-57 : Classification des roches basaltiques du mélange de Mishigou dans le diagramme $\% \text{SiO}_2$ Vs $\% (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ (Le Maitre et al., 1989).

Les péridotites mantelliques sont représentées par de la dunite et de l'hazburgite composées d'olivine et d'orthopyroxène et ont subi une altération superficielle importante comme le montrent les fortes pertes au feu (de 7,22 à 11,97%)(annexe 3). Les gabbros ont été partiellement altérés en serpentine et amphibole.

Les compositions en éléments majeurs et en REE et la distribution des REE (normalisés à C1 ou au N-MORB (Sun and McDonough, 1989)) de ces échantillons sont très proches de celles des N-MORB (figure III-58.A et B). Les échantillons 1, 43, 10 et 15 montrent un enrichissement en LILE mais un appauvrissement global par rapport au N-MORB. Les ultrabasites 51-1, 28, 4-1 et 53 ont des compositions en REE appauvries par rapport au MORB. Les distributions des terres rares des péridotites et des gabbros (figure III-58.A et B) montrent aussi une certaine similitude avec celles des cumulats des ophiolites d'arc de Chypre (Coleman, 1977).

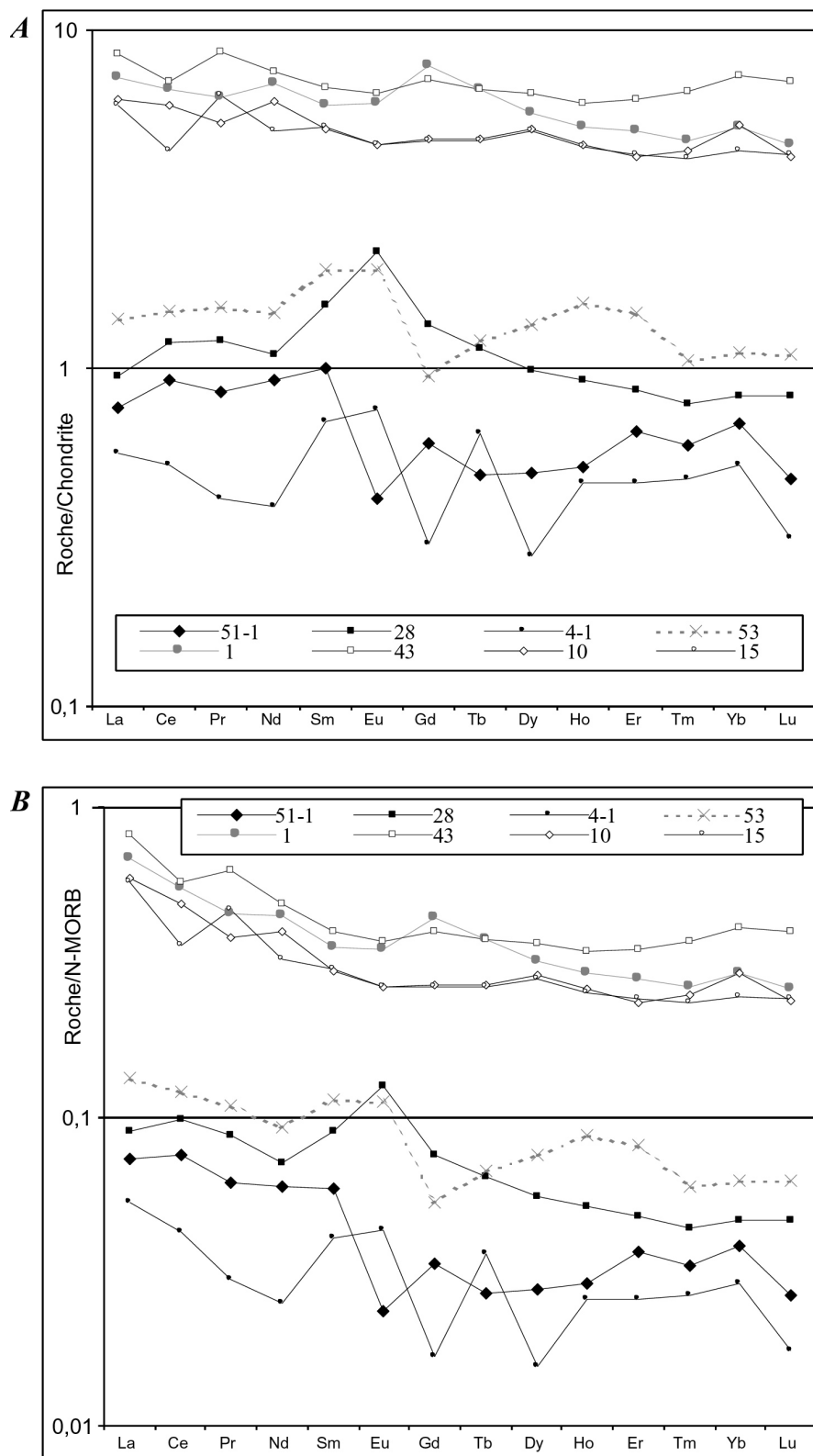


Figure III-58 : Profils des terres rares (REE) des péridotites (51-1, 28, 4-1), du gabbro (53), des basaltes (1 (en filon), 10, 15) et du trachybasalte (43) du mélange de Yushugou. A : normalisation à C1 (Sun and McDonough, 1989) ; B : normalisation aux N-MORB (Sun and McDonough, 1989).

Chapitre 5 : Synthèse sur les structures et unités litho-tectoniques du Tianshan centro-occidental

Nous synthétisons ici les différentes caractéristiques des unités du Tianshan et résumons la chronologie des déformations reconnues dans cette partie (figure III-59):

- Les formations antécambriennes (gneiss, migmatites et amphibolites) observées dans le socle des Tianshan sud et central (dans les régions de Tuokexun-Kumux et Bayinbulake) ont été affectées par deux déformations. La première, D1, montre une cinématique vers le SE dans des conditions de haute température. D1', qui semble lui être postérieure, est quant à elle à vergence NW, dans des conditions de température comparables. Dans la mesure où elles n'ont pas été observées dans les formations paléozoïques, ces deux déformations ont probablement un âge antérieur à l'Ordovicien et sans doute protérozoïque par comparaison avec le socle du Tarim.
- A l'Ordovicien, le Tianshan central est le siège d'un volcanisme important. La géochimie des volcanites indique qu'elles se sont formées dans un arc volcanique sur croûte continentale. La chimie des roches plutoniques associées le confirme. Dans le Tianshan central, un conglomérat marque la limite entre l'Ordovicien volcanique et les flyschs siluriens. Ces derniers contiennent, à la base, des passées volcaniques indiquant la présence d'un volcanisme au Silurien inférieur. La discordance entre le Silurien et l'Ordovicien n'est pas angulaire et ne scelle pas une structuration visible ce qui laisse supposer qu'il n'y a pas eu de déformation importante à cette époque.

Dans les Tianshan central et sud, une déformation D2 a été mise en évidence.

-Nous avons vu que le mélange de Mishigou (d'affinité océanique) est affecté par le stade D2¹ de la déformation D2 à vergence nord (dont l'âge est compris entre le Dévonien moyen et le Carbonifère inférieur). Nous pouvons penser, dans la mesure où aucune autre déformation tangentielle n'a été mise en évidence le long de cette suture, que la déformation à vergence nord D2¹ correspond à la mise en place de ce mélange.

-De même, dans le Tianshan sud, les unités siluriennes sont caractérisées par une structuration en écailles pluri-kilométriques développées dans les gneiss (protérozoïques), les flyschs siluriens à olistolithes de marbre et dans un mélange à blocs basiques et ultrabasiques. La déformation, apparentée à D2 également, est probablement responsable de la mise en place des nappes et montre une cinématique à vergence nord généralisée dans tout le Tianshan. Que ce soit à Bayinbulake (Tianshan ouest) ou à Kumux (partie médiane du Tianshan sud), les structures résultant de cette déformation vers le nord affectent le socle protérozoïque et les formations volcano-sédimentaires du Paléozoïque inférieur. Un premier stade est représenté par une déformation ductile, D2¹, de moyenne température dans les gneiss et le mélange (mylonitisation au niveau des contacts majeurs) des Tianshan sud et central. Un second stade correspond à une déformation de faible intensité, D2². Cette dernière est mise en évidence par l'étude des structures dans la couverture flyschœde silurienne du Tianshan central (schistosité plan axial de plis déversés au nord).

L'âge de la déformation D2 est compris entre le Dévonien moyen et le Carbonifère inférieur. Il est contraint par :

- La discordance angulaire des molasses et conglomérats du Carbonifère inférieur (non affectés par D2) sur les volcanites et les flyschs ordovico-siluriens.
 - Les âges des blocs inclus dans les unités schisto-tufacées siluriennes du mélange de Kumux qui vont du Cambrien au Dévonien moyen (e.g. Gao et al., 1998 ; Gao et al., 1995a).
 - Le granite tardi-carbonifère qui recoupe toutes les structures du mélange de Kumux.
- Une déformation beaucoup plus discrète, D3, a été observée localement. Alors que dans les secteurs de Mishigou et Tuokexun-Kumux elle s'exprime par une schistosité fruste observée dans le Carbonifère, dans le secteur de Bayinbulake elle est associée à un plissement important mis en évidence dans les formations carbonifères. Elle montre dans ce secteur un déversement apparent vers le sud. Son âge est mal contraint mais il est postérieur au Carbonifère moyen qu'elle déforme.
- La dernière phase, D4, est probablement celle qui a le plus modifié la géologie du Tianshan. De grands mouvements décrochants ont pris place le long des principales discontinuités crustales, probablement issues de la phase D2. La définition actuelle des unités litho-tectoniques du Tianshan (Tianshan sud, central et nord) est basée sur le découpage tardif de cette région. L'étude détaillée de D4 dans la partie II a montré la superposition de deux phases datées à 290 et à 245 Ma.

	TS Ouest Bayinbulake	TS Centro-occi. Tuo-Kum.	TS Centro-occi. Mishigou	TS Sud Kumux	
TRIAS					203
PERMIEN	245Ma D4	245Ma D4	245Ma D4	Carb. sup.	250
CARBONIFERE	? D3 Carb. moy.	? D3 Carb. inf.	? D3 Carb. inf.	? D2 ² D2 ¹	298
DEVONIEN	D2 Dév. moy.	? D2	? D2	D2 ² D2 ¹ Dév. moy.	355
SILURIEN					410
ORDOVICIEN					435
CAMBRIEN					500
PROTEROZOIQUE	? D1' D1	? D1' D1			540

Figure III-59 : Tableau récapitulatif géochronologique des quatre phases de déformation décrites dans chacun des secteurs du Tianshan centro-occidental.

***Partie IV : Le Tianshan nord et la bordure orientale
du Junggar***

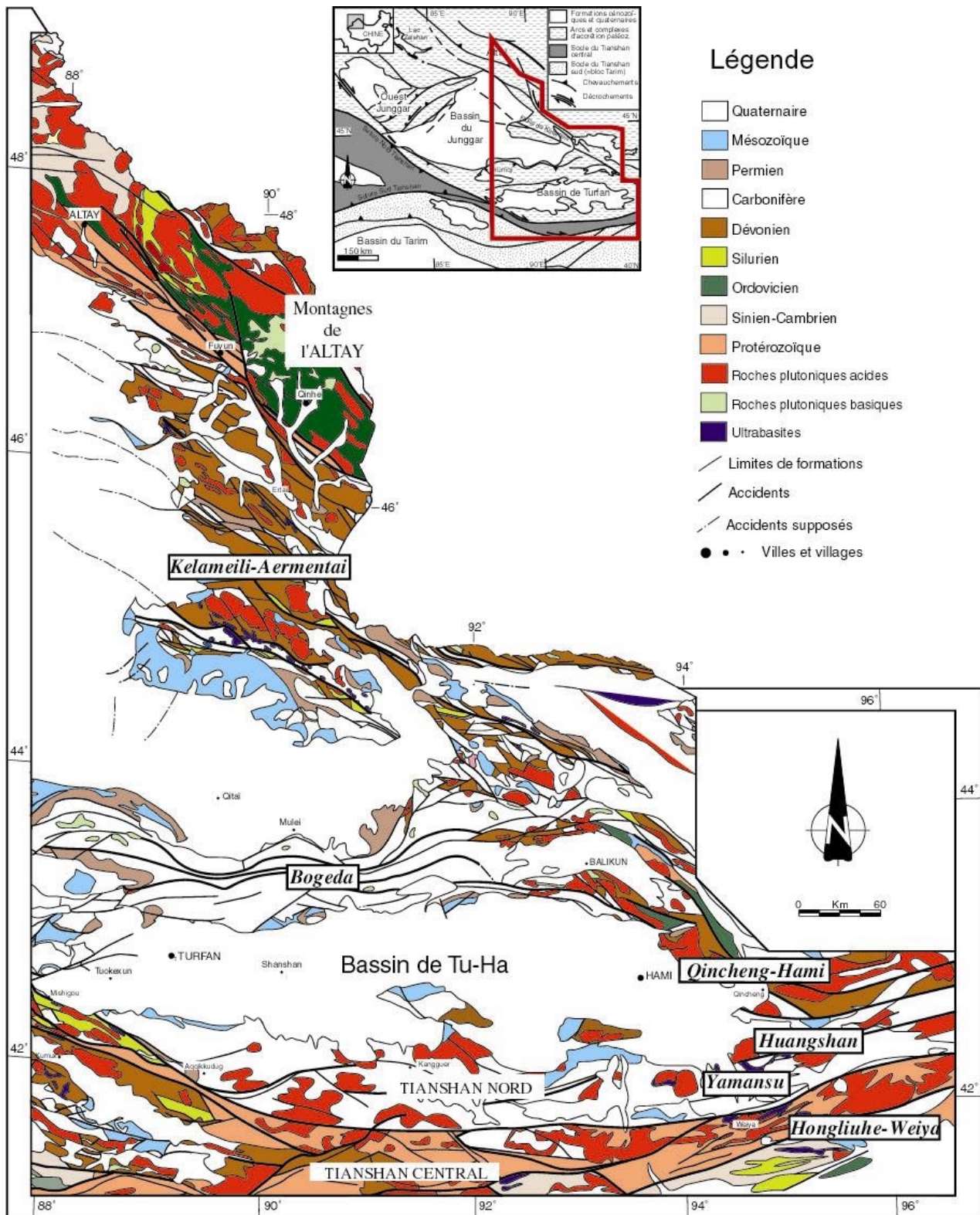


Figure IV-1 : Carte géologique synthétique de la bordure est du Junggar et du Tianshan est. Modifiée d'après the Geological map of Xinjiang Uygur Autonomous Region, scale 1:2,000,000 (X.B.G.M.R., 1992) et des scènes Landsat au 1:200,000. Localisations des zones de Bogeda, Yamansu, Huangshan, Qincheng-Hami, Hongliuhe-Weiya et Kelameili-Aermentai étudiées dans la partie IV.

Dans cette partie, nous nous proposons d'étudier les unités stratigraphiques et les structures de la bordure est du bassin du Junggar. Trois zones feront l'objet d'études détaillées.

Dans un premier chapitre, nous présenterons le Tianshan nord (au sens large) par l'intermédiaire de coupes effectuées (figure IV-1) : dans l'arc de Bogeda ; dans les secteurs de Yamansu et de Huangshan ; enfin dans le secteur de Qincheng, Hami et Balikun. Le Tianshan nord est constitué de grandes séries volcano-sédimentaires dévono-carbonifères. Nous verrons que ces formations ont subi des déformations à vergence nord et sud tardi-paléozoïques dans un environnement faiblement métamorphique. Nous présenterons des analyses géochimiques des volcanites qui indiquent l'existence probable d'un soubassement continental sous les formations d'arc.

Le second chapitre concernera la région de Hongliuhe-Weiya. Constituant l'extrémité sud-est de la chaîne du Tianshan, elle permet l'observation des formations des Tianshan sud et central. Elle nous donne la possibilité de comparer les structures orientales avec celles décrites pour la partie occidentale dans la troisième partie de ce travail.

Le troisième chapitre concernera les massifs ophiolitiques de Kelameili et Aementai. Une étude du mélange de Nanmingshui (Kelameili) et des structures a permis la mise en évidence d'une déformation principale à vergence sud. Des radiolaires trouvés dans des blocs de chert du mélange livrent un âge Dévonien supérieur-Carbonifère inférieur, ce qui implique que la structuration des unités de ce secteur a eu lieu après le Carbonifère inférieur. Des analyses géochimiques apportent des informations intéressantes sur la nature des blocs du mélange et des volcanites de l'encaissant.

Enfin, nous synthétiserons toutes les données stratigraphiques et structurales concernant ces quatre zones dans le cinquième chapitre.

Chapitre 1 : L'arc volcanique du Tianshan nord

Le Tianshan nord constitue l'unité septentrionale de l'orogène du Tianshan et forme un complexe volcanique très important. En effet, les formations volcano-sédimentaires du Paléozoïque supérieur qui le composent affleurent sur de grandes surfaces tout autour du bassin de Tu-Ha comme le montre la carte géologique (figure IV-1).

Le Tianshan nord au sens large est divisé en deux grandes parties : l'arc de Bogeda-Haerlike au nord du bassin de Tu-Ha et le Tianshan nord *stricto sensu* au sud de ce même bassin. Ces deux unités se rejoignent à l'extrémité est du bassin de Tu-Ha et nous verrons que cette région est le siège de déformations polyphasées.

Ce chapitre est divisé en deux sous-chapitres. Le premier présente l'étude des volcanites carbonifères de l'arc de Bogeda le long de trois coupes : deux coupes effectuées dans la partie médiane de l'arc, au sud de Mulei ; une coupe effectuée au sud d'Urumqi, à l'ouest. Le second sous-chapitre concerne l'extrémité orientale du bassin de Tu-Ha et plus particulièrement les secteurs de Yamansu, Huangshan et Qincheng-Hami. Plusieurs coupes et observations locales permettent une étude détaillée des formations dévono-carbonifères et des structures tardi-paléozoïques de l'extrémité orientale du Tianshan nord.

A. L'arc de Bogeda

1) Généralités

L'arc de Bogeda constitue une chaîne de montagnes large de 35 à 90 km et haute d'environ 2500m (le sommet de cette chaîne est représenté par le pic de Bogeda, haut de 5445 m et situé près d'Urumqi). Elle s'étend d'ouest en est d'Urumqi à Qijiaoing, sur environ 300km (figure IV-2). Ces montagnes séparent le bassin de Tu-Ha au sud de celui du Junggar au nord. Son relief est issu, comme celui de tout le Tianshan, des événements tectoniques cénozoïques (e.g. Burchfiel, et al., 1999 ; Burtman, 2000 ; Sobel, et al., 1994).

L'arc de Bogeda est caractérisé par des formations volcano-sédimentaires épaisses du Paléozoïque supérieur recoupées par des filons doléritiques et quelques granitoïdes. Les séries d'âge Dévonien moyen à Carbonifère supérieur sont constituées d'épaisses séries de roches basaltiques, andésitiques, rhyolitiques et sédimentaires. Les volcanites ont des caractéristiques géochimiques qui mettent en évidence deux séries : une série alcaline durant le Carbonifère inférieur et une série volcanique calco-alcaline durant le Carbonifère moyen (Shu, et al., 1999).

Les formations tardi-paléozoïques de cet arc n'ont subi qu'un faible métamorphisme dans le faciès schistes verts (celui-ci pouvant être absent sur certaines coupes) et une déformation ductile discrète exprimée principalement par le développement d'une schistosité localisée près des contacts et plan axial des plis dans les zones les plus déformées.

Il est à noter que dans le Tianshan nord au sens large (incluant l'arc de Bogeda), le Permien moyen-supérieur est discordant sur les formations antérieures. Il est composé de grès grossiers et de conglomérats, intercalés avec des coulées volcaniques (andésites, rhyolites, tufs). Il est en général très peu déformé (il n'est pas affecté par la schistosité régionale, mais seulement plissé et faillé par la déformation cénozoïque). La discordance sera décrite dans le secteur de Hami.

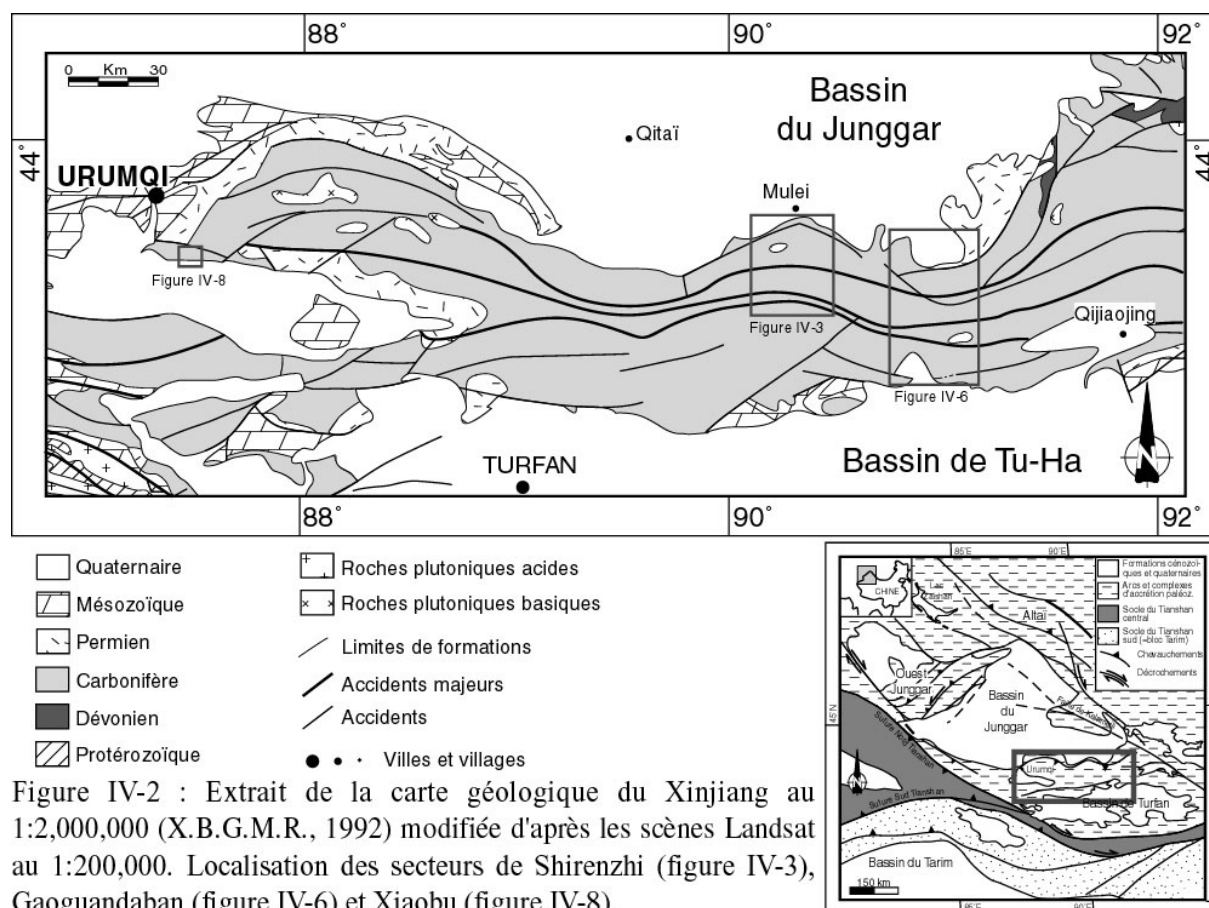


Figure IV-2 : Extrait de la carte géologique du Xinjiang au 1:2,000,000 (X.B.G.M.R., 1992) modifiée d'après les scènes Landsat au 1:200,000. Localisation des secteurs de Shirenzhi (figure IV-3), Gaoguandaban (figure IV-6) et Xiaobu (figure IV-8).

Deux coupes, orientées nord-sud, ont été effectuées dans l'arc de Bogeda (figure IV-2): la coupe A-B au sud de Mulei jusqu'au col de Shirenzhi ; la coupe C-D-E, plus à l'est, passant par le col de Gaoguandaban et allant jusqu'au versant sud de l'arc ; enfin, des observations effectuées à Xiaobu, au sud-est d'Urumqi, viendront compléter la présentation des deux sections. Les coupes de Mulei-Shirenzhi et de Gaoguandaban ont été effectuées le long des deux seules routes traversant la chaîne de Bogeda dans la région de Mulei. Comme pour le reste du travail de terrain dans le Xinjiang, les observations sont limitées aux seules routes et pistes praticables ouvertes aux civils. Toutefois, les deux routes empruntées dans le comté de Mulei permettent d'avoir des informations importantes sur les séries volcaniques et sur les structures tardi-paléozoïques qui ont affecté l'arc de Bogeda.

Dans ce chapitre, les descriptions lithologiques et géométriques des volcanites de l'arc précéderont l'étude des structures observées dans les trois coupes.

2) La coupe de Mulei-Shirenzhi

Cette coupe emprunte une route partant de Mulei et se dirigeant vers le sud pour rejoindre une vallée située au cœur de l'arc de Bogeda. Elle débute au point de coordonnées N43°49'50"/E90°16'48" à la limite entre les formations quaternaires et carbonifères, au sud de Mulei. Elle finit au point de coordonnées N43°36'03"/E90°12'19", au lieu-dit Shirenzhi, dans une grande vallée orientée est-ouest à environ 2400m d'altitude (figure IV-3).

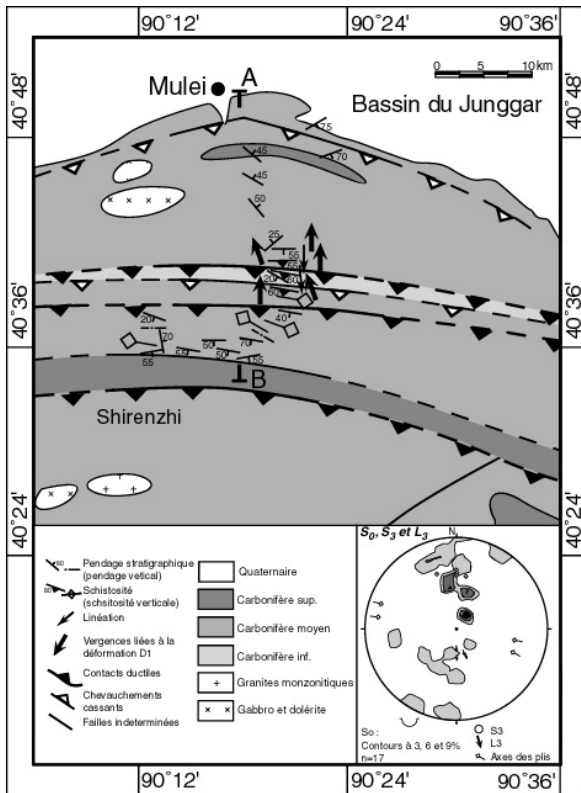
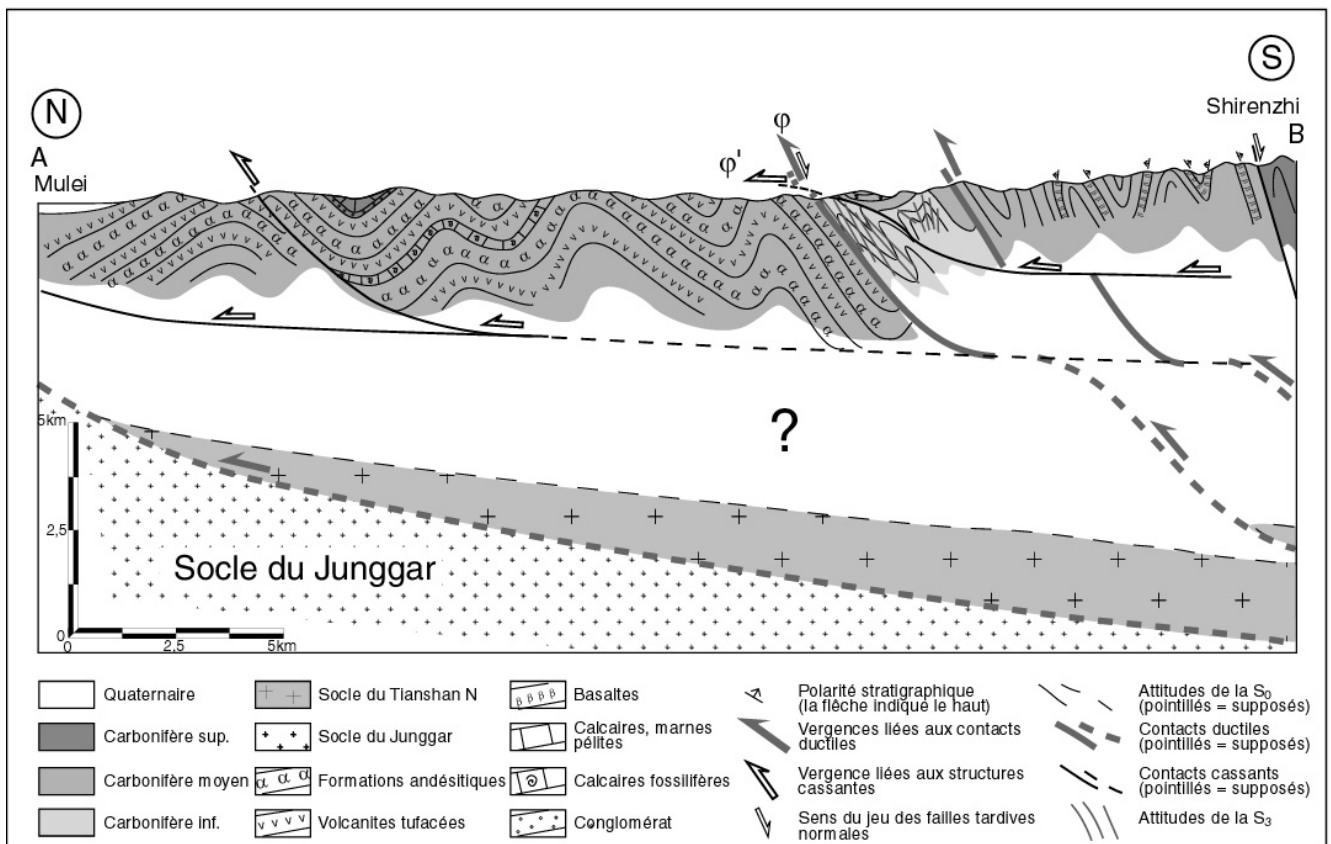


Figure IV-3 : Carte géologique et structurale schématique du secteur Mulei-Shirenzhi. Stéréogrammes des S_0 , schistosité et linéations. Localisation de la coupe A-B de la figure IV-4.

Figure IV-4 : Coupe schématique des affleurements de la section A-B, secteur de Mulei-Shirenzhi. Interprétation des structures profondes à partir des données structurales de surface.



a) Description des formations

La coupe débute dans les formations andésitiques du Carbonifère moyen à pendage moyen vers le nord ou le sud (figure IV-4). L'ensemble de ces roches volcaniques forme de grandes séries qui dessinent dans le paysage des plis amples kilométriques (planche 23.a). Les andésites porphyriques présentent des faciès variés dont la teneur en phénocristaux varie de 10 à 50% (planche 23.b). Elles sont composées de feldspaths millimétriques à centimétriques dans une mésostase microlitique. Elles contiennent également parfois des cristaux millimétriques d'amphibole. Les andésites affleurent généralement en coulées, métriques à pluri-métriques, concordantes avec les bancs tufacés, mais peuvent aussi être intrusives dans les niveaux grauwakeux. Les tufs (parfois bréchiques) et les grauwalkes gréseuses forment des bancs décimétriques.

Après un accident chevauchant à pendage sud, les formations sont affectées par un plissement plus serré. Au sein des volcanites toujours aussi épaisses, affleurent des bancs de calcaire gris et brun d'épaisseur métrique. Le Carbonifère supérieur présent au cœur d'un synclinal est représenté par des calcaires gris, sous lesquels un conglomérat peu épais (quelques mètres tout au plus) souligne une faible discordance angulaire. Les niveaux calcareux gris renferment de nombreux fossiles de brachiopodes, coraux et gastéropodes datés du Carbonifère supérieur (Ma, et al., 1997 ; Shu, et al., 2000). Les formations du Carbonifère moyen et supérieur affleurent sur une dizaine de kilomètres.

Un nouveau contact, orienté N110 et à pendage sud de 70°, marque la limite entre les formations volcaniques peu déformées du compartiment inférieur nord et les roches volcaniques plus intensément plissées du sud. Cet accident sera détaillé dans le paragraphe concernant les structures de la coupe. Au sud de ce contact, des strates sédimentaires, fortement schistosées sur une cinquantaine de mètres, sont supposées d'âge Carbonifère inférieur (Shu, et al., 2000). Elles sont principalement représentées par des grès et calcaires gréseux, mais comportent aussi des bancs de pélites rouges. La surface stratigraphique est encore visible malgré la schistosité sub-parallèle à la S_0 et très prononcée dans les premiers mètres au sud du contact (figure IV-5.a et b). Progressivement, la schistosité devient plus fruste et est plan axial de plis métriques à déversement nord.

Les formations sédimentaires du Carbonifère inférieur sont, à leur tour, chevauchées par des calcaires et grauwalkes du Carbonifère moyen (figure IV-4). Un kilomètre plus au sud, les bancs schistosés du Carbonifère inférieur affleurent sous les sédiments et volcanites du Carbonifère moyen, dans lesquels la schistosité est peu pénétrative. Aucune discordance n'a été observée à ce niveau.

Une faille inverse à pendage sud constitue la bordure sud des formations précédentes, et les met au contact de basaltes et tufs plus intensément plissés qu'auparavant. Supposées du Carbonifère moyen, ces volcanites affleurent sur sept kilomètres. Les coulées basaltiques, qui peuvent atteindre 200 m d'épaisseur, montrent souvent des structures en coussins, dont le diamètre varie entre 30 et 200 cm et dont la forme permet la détermination de la polarité (planche 23.c). Ces basaltes sont composés d'une mésostase microlitique (50%) contenant des plagioclases en baguettes et quelques rares pyroxènes et olivines. Les phénocristaux représentent 40% de la roche et sont des plagioclases albitisés et des pyroxènes ouralitisés. Les 10% restant sont des vacuoles de verre volcanique altéré. Des tufs et des grauwalkes sont également intercalés au sein des volcanites. La S_0 pend globalement au sud avec un angle important. Les plis, déversés au nord, seront décrits dans le paragraphe suivant.

Les séries volcano-sédimentaires du Carbonifère moyen sont bordées au sud par une faille fragile normale. Cet accident, de direction N85 environ, suit la vallée de Shirenzhi sur sept à huit kilomètres. Il sépare le Carbonifère moyen de formations andésitiques et tufacées dont l'âge est supposé du Carbonifère supérieur (Ma, et al., 1997 ; Shu, et al., 2000). Elles sont composées de coulées andésitiques massives pluri-métriques intercalées avec des bancs

pélitiques et grauwakeux métriques. Nous ne les avons que peu observées sur cette coupe car la route s'arrête dans la vallée.

b) Les structures

Les formations affleurant dans la coupe de Shirenzhi, et plus généralement dans tout l'arc de Bogeda, n'ont pas été affectées par une déformation ductile importante. Les roches de ce secteur n'ont subi qu'un métamorphisme faible, semblant indiquer que la déformation principale, à vergence nord, a eu lieu dans un niveau structural élevé.

La déformation la plus observée est plicative. Elle est généralisée à tout l'arc de Bogeda. Du nord vers le sud, les plis évoluent progressivement d'un style tectonique de couverture, avec des plis kilométriques dont les flancs ont des pendages compris entre 20 et 50°, vers un plissement plus important présentant des plis serrés d'échelle hectométrique et dont les flancs sont redressés. La répartition des pôles des S_0 sur le stéréogramme de la figure IV-3 montre que celle-ci pend majoritairement au sud. En effet, mis à part dans les premiers kilomètres de la coupe, où les formations volcaniques présentent des plis larges, les séries situées au sud de l'accident principal montrent une prédominance nette de la S_0 à pendre au sud, en raison du plissement important déversé vers le nord (figure IV-4).

La structure majeure qui peut être décrite dans cette coupe est située dans la zone centrale de la coupe. La figure IV-5 présente les caractéristiques principales de l'affleurement où les roches sont les plus déformées. Deux contacts sont présents.

Le premier met en contact les bancs grésio-tufacés schistosés du sud de la coupe avec les grandes séries volcaniques du nord. Ce contact Φ , de direction N110 pend au sud de 70° (figure IV-5.a). La schistosité observée est plan axial d'un anticlinal décamétrique puis de plis plus petits mais montrant systématiquement un déversement nord (figure IV-5.d). Au contact, la schistosité, qui est ici sub-parallèle à la S_0 , porte une linéation peu pénétrative qui plonge vers le N170-180 de 70° (figure IV-5.b). En lame mince, les grès et tufs ont enregistré un cisaillement à vergence nord dans des conditions de basse température. Les critères sont des bandes de cisaillement soulignées par de la calcite (planche 23.d), des pyrites à franges de quartz ou des clastes de plagioclase, parfois tronçonnés, à queues de calcite (planche 23.e). Deux cents mètres au sud du contact, la schistosité S_3 pend toujours au sud, mais elle est moins pénétrative (figure IV-5.e). Elle est réfractée aux interfaces de bancs grès-pélites (figure IV-5.f).

Le second contact est une rampe flexueuse subhorizontale, Φ' , qui est soulignée par des poissons fragiles pluri-métriques montrant un mouvement du bloc supérieur vers le nord (figure IV-5.c). Les formations sédimentaires schistosées sont chevauchées par des bancs calcaro-gréseux dans lesquels la S_3 n'a pas été observée. Cet accident Φ' est probablement tardif par rapport au contact Φ car la S_3 , contemporaine du plissement, est légèrement flexurée au niveau de la rampe.

Enfin, près du contact Φ , des fentes de tension étroites en échelon indiquent un mouvement normal tardif (figure IV-5.b). Ce jeu normal peut être interprété de deux façons : soit un glissement gravitaire banc sur banc a eu lieu localement ; soit une phase extensive régionale a affecté l'arc de Bogeda. Cette dernière hypothèse est appuyée par l'existence de la grande faille normale est-ouest de la vallée de Shirenzhi.

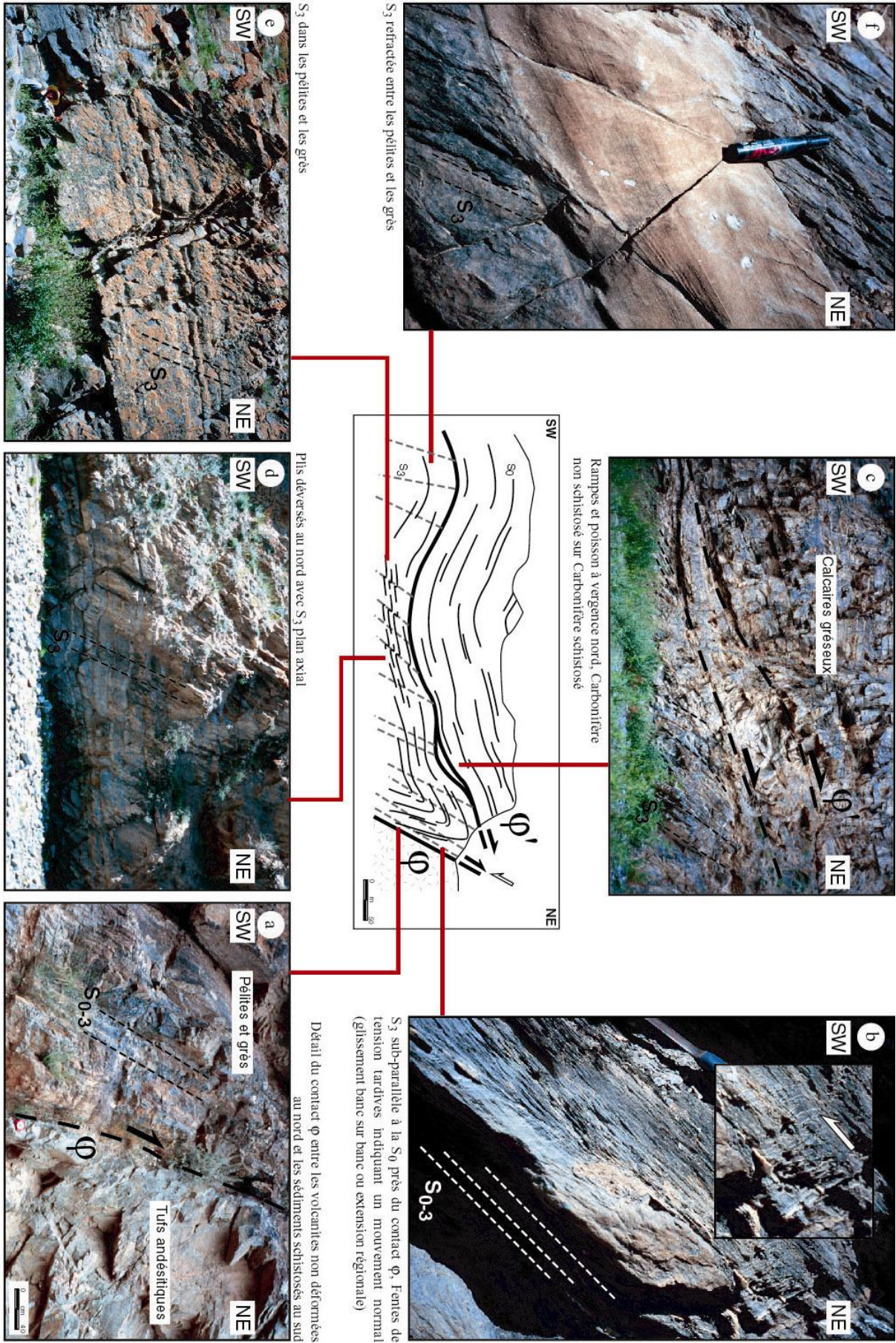


Figure IV-5 : Dessin interprétatif et photographies des affleurements relatifs aux chevauchements à vergence nord dans les formations volcano-sédimentaires du Carbonifère, coupe de Shirenzhi, secteur de Bogeda.

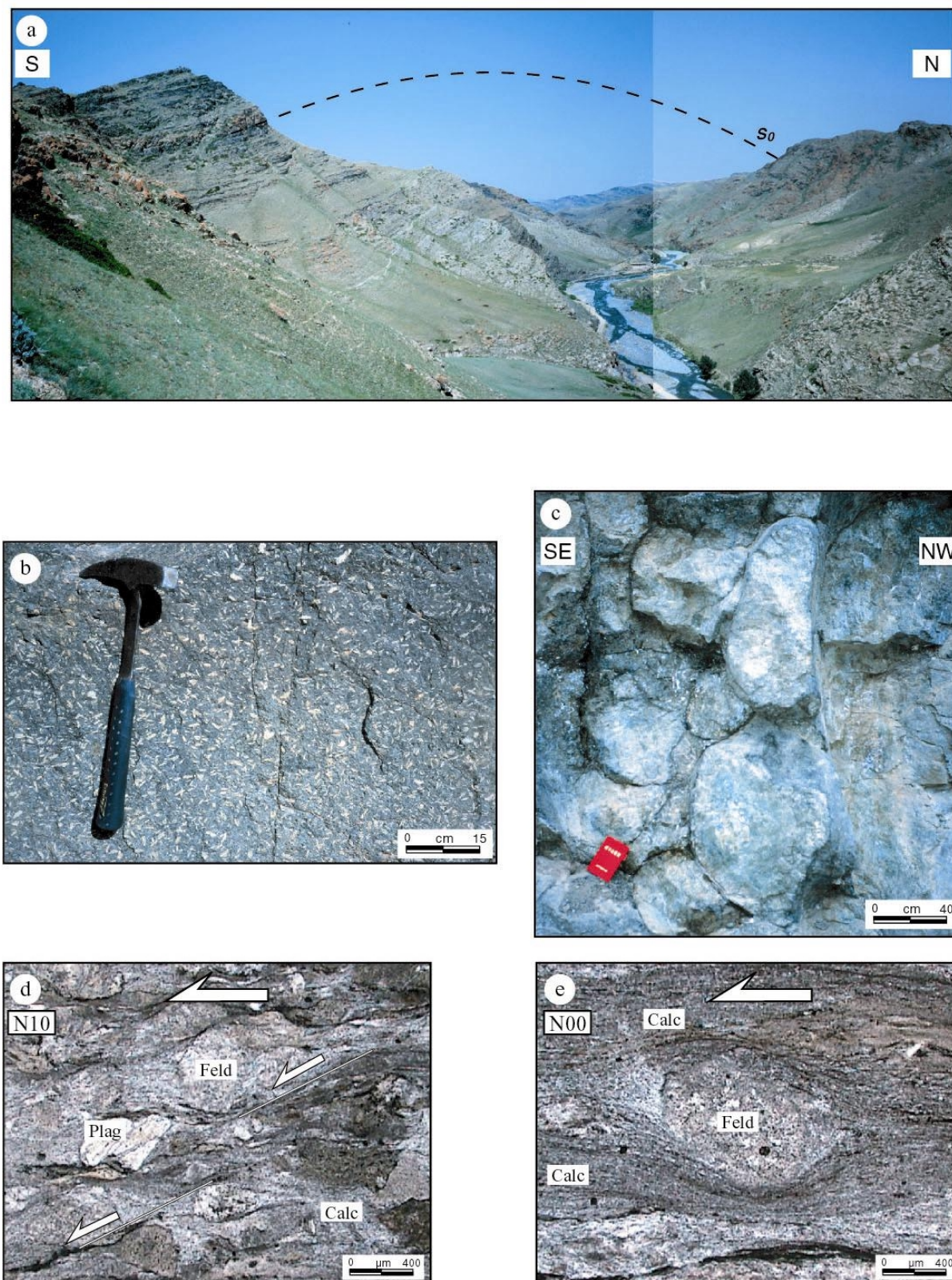


Planche 23 : a) Vue panoramique des formations volcaniques plissées du Carbonifère moyen du secteur de Mulei-Shirenzhi ; b) Andésite porphyrique carbonifère, secteur de Mulei-Shirenzhi ; c) Basalte en coussins, le haut est au sud, secteur de Mulei-Shirenzhi ; d) Bandes de cisaillement de calcite, déformation vers le nord, LPNA ; e) Claste de feldspath à queues de calcite dans un grès calcaireux, déformation vers le nord, LPNA.

Comme D3 pour le secteur de Tuokexun-Kumux, la déformation responsable de la schistosité plan axial (et du cisaillement intime dans les mylonites du contact ϕ) est postérieure au Carbonifère moyen qu'elle affecte. Cette déformation est sans doute responsable de la formation des plis serrés du secteur sud de la coupe ainsi que du contact ϕ . Par contre, le Carbonifère supérieur qui est plissé et légèrement discordant sur le Carbonifère moyen, permet l'hypothèse que la déformation principale qui a affecté l'arc de Bogeda ait un âge Carbonifère moyen-supérieur et qu'un raccourcissement tardif (responsable d'un plissement secondaire et de la formation de rampes, e.g. le contact ϕ') ait ensuite eu lieu dans l'arc. Ce plissement tardif est difficile à mettre en évidence en raison de sa superposition avec le plissement carbonifère, mais il a pu se produire lors de la phase de déformation régionale cénozoïque. La déformation responsable des failles normales ne peut pas précisément être située dans le temps en raison du manque d'information la concernant. Toutefois, reprenant les structures de D3, nous pouvons supposer qu'elle est postérieure au Carbonifère.

3) La coupe de Gaoguandaban

Localisée à l'est de Mulei (figure IV-2), la coupe C-D-E traverse tout l'arc de Bogeda et permet une observation en continu des structures et des formations volcano-sédimentaires carbonifères (figures IV-6 et IV-7).

a) Descriptions des formations

La coupe C-D-E (figure IV-7) commence par des formations volcaniques tufacées et andésitiques. Sur une dizaine de kilomètres, ces roches forment des séries monoclinales à pendage sud-ouest de 30 à 50°. Des bancs grésio-pélitiques décimétriques, intercalés dans les volcanites, délivrent des critères de polarité indiquant que la série est à l'endroit. Les andésites, typiques de ce secteur, sont composées d'une matrice microlitique feldspathique (70%) et de 30% de phénocristaux de plagioclase. Vers le sud, la lithologie devient progressivement sédimentaire. Les formations sont représentées par des conglomérats (peu abondants et en bancs décimétriques), des pélites gréseuses rouges et des bancs calcaires métriques. Un plissement ample induit une flexuosité des couches qui présentent des pendages faibles vers le nord ou le sud (planche 24.a).

Une faille à pendage sud recoupe les formations calcaires et détritiques. Le compartiment sud est composé des mêmes bancs calcaires massifs et des mêmes conglomérats carbonatés. Les calcaires et les conglomérats sont affectés par un plissement important à déversement apparent vers le nord. La polarité stratigraphique, déterminée dans des pélites interstratifiées, indique toujours que la série est à l'endroit. Vers le sud, les formations redeviennent volcaniques. Ce sont des coulées massives d'andésites porphyriques, des bancs de tufs verts et des pélites grauwakeuses (planche 24.b). Un accident met en contact des andésites avec des bancs calcaires métriques. Ces derniers contiennent des fossiles tels que des coraux, des brachiopodes et des crinoïdes qui ont permis la détermination d'un âge Carbonifère moyen (Ma, et al., 1997). Au-dessus des calcaires, de puissantes coulées basaltiques affleurent sur plusieurs centaines de mètres. Leur géochimie sera étudiée dans l'étude géochimique du sous-chapitre suivant.

Les basaltes sont structurés en un synclinal à cœur de pélites et bordé au sud par une faille verticale le mettant en contact avec un autre synclinal d'échelle kilométrique. Les formations plissées y sont principalement des tufs, tufs bréchiques à galets de diorite et de calcaire, et des micro-conglomérats (planche 24.c). La polarité des formations, soulignée par des structures de stratification croisée ou des granoclasement, montre que le synclinal est déversé au nord et que son flanc sud est inverse.

Figure IV-6 : Carte géologique et structurale schématique du secteur de Gaoguandaban, est Bogeda. Stéréogrammes des S_0 , schistosités et linéations. Localisation de la coupe C-D-E de la figure IV-7.

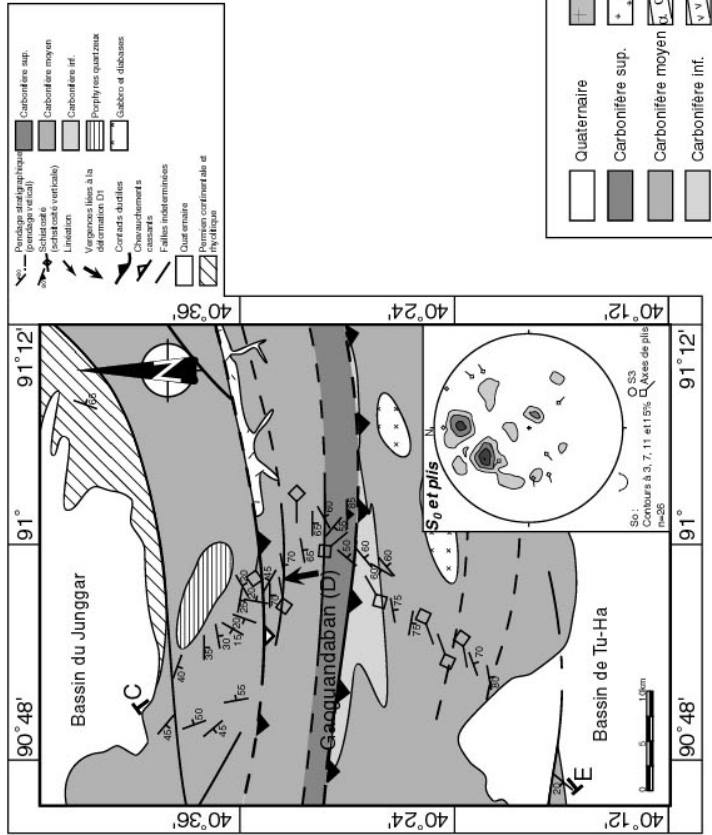
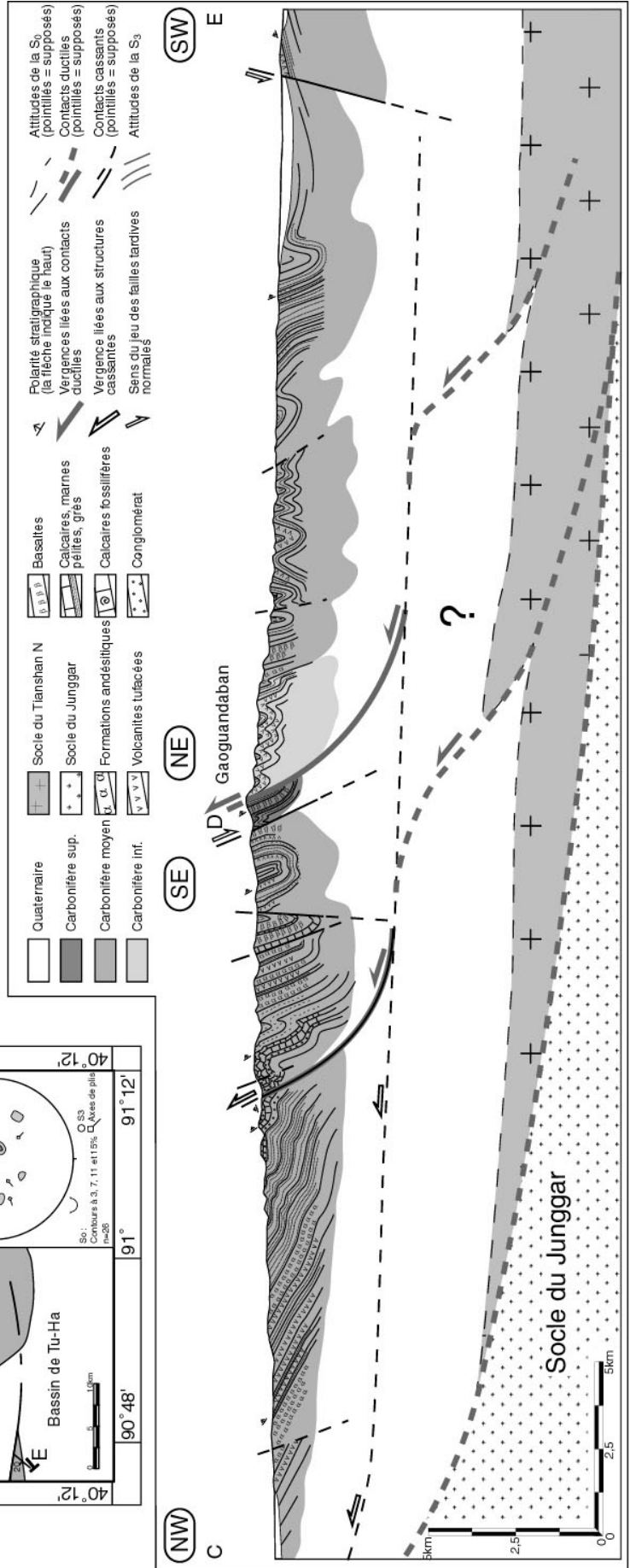


Figure IV-7 : Coupe schématique des affleurements de la section C-D-E, secteur de Gaoguandaban, est Bogeda. Interprétation des structures profondes à partir des données structurales de surface.



Une faille à pendage sud marque la limite entre les volcanites et sédiments du Carbonifère moyen avec les formations du Carbonifère supérieur qui affleurent au col de Gaoguandaban à 2250 m d'altitude. Le plan de faille, de direction N100 et à pendage vers le sud de 55°, porte une strie plongeant au sud. Les écailles de calcite formées sur le miroir de faille indiquent un mouvement normal.

Le Carbonifère supérieur est composé de grauweekes pélitiques et tufacées intercalées avec des basaltes en coussins. Les bancs volcanoclastiques d'épaisseur décimétrique sont fortement plissés. La géométrie des plis, dont les axes plongent au N140 de 45°, montre un déversement apparent vers le nord. Le granoclasement observé dans certains grès indique une polarité normale. Les coussins basaltiques sont déformés. Leur géochimie, qui sera détaillée dans le sous-chapitre consacré à l'étude de la chimie des roches volcaniques, montre un appauvrissement en terres rares légères et une forte teneur en Al_2O_3 , caractéristiques d'un volcanisme d'arc (Shu, et al., 2000).

Un contact important, souligné par une zone bréchique métrique, borde le Carbonifère supérieur au sud. Au-dessus de cet accident à pendage sud, de grandes séries tufacées et grauweekeuses sont cartographiées comme étant d'âge Carbonifère inférieur. Un plissement important d'échelle hectométrique affecte ces formations et montre un déversement vers le nord (planche 24.d). Elles sont constituées d'une alternance de bancs de tufs, de tufs siliceux et grauweekes plus ou moins gréseuses. La limite entre le Carbonifère inférieur et moyen n'est pas bien visible sur le terrain. Seule une évolution de la lithologie vers des séries plus volcaniques permet de les distinguer.

Les séries du Carbonifère moyen affleurent jusqu'au Quaternaire du bassin de Tu-Ha, au sud de la coupe. En remontant les couches, les formations deviennent tufacées et gréseuses et les coulées volcaniques (basaltes et andésites) deviennent de plus en plus rares. Le sud de la coupe est représenté par de grandes séries pélitiques et gréseuses moins intensément plissées que les formations au cœur de l'arc. Les grès présentent des granoclasements qui indiquent que la polarité est normale.

La section finit dans le bassin de Tu-Ha par une faille normale tardive à pendage nord qui recoupe le Quaternaire.

b) Les structures

Contrairement à la coupe de Mulei-Shirenzhi, les formations de la section de Gaoguandaban ne comportent pas de microstructures permettant la mise en évidence d'une déformation cisailante. Seuls les plis, plus ou moins importants, et les failles permettent une caractérisation des déformations.

En ce qui concerne le plissement, observé sur toute la coupe C-D-E (figure IV-7), une gradation peut être mise en évidence entre le milieu de l'arc et ses deux bordures nord et sud. En effet, alors que les formations volcano-sédimentaires du Carbonifère moyen affleurant au nord et au sud de la chaîne sont affectées par un plissement ample, dont les flancs sont généralement peu redressés, la partie centrale a subi un plissement plus prononcé. Les plis y sont clairement déversés au nord-ouest, et les flancs, normaux ou inverses, ont des pendages pouvant atteindre 80°. La S_0 montre sur le stéréogramme de la figure IV-6 une prédominance à pendre vers le sud. Dans les formations du Carbonifère supérieur du col de Gaoguandaban, une schistosité plan axial s'est développée dans les niveaux pélitiques très plissés. Elle a une direction N90 et pend de 80 à 85° vers le sud (stéréogramme figure IV-6). Elle peut être considérée comme identique à la S_3 décrite à Shirenzhi.

Les failles sont de deux types. Un premier type est caractérisé par un jeu inverse. Ce mouvement est défini à partir des écailles de calcite présentes sur les miroirs de faille, ou à partir de poissons fragiles développés dans les zones étroites broyées. Ces accidents pendent systématiquement au sud, ce qui concorde bien avec le déversement général des plis. Les failles du second type sont normales. Leur pendage est nord ou sud, et leur direction est

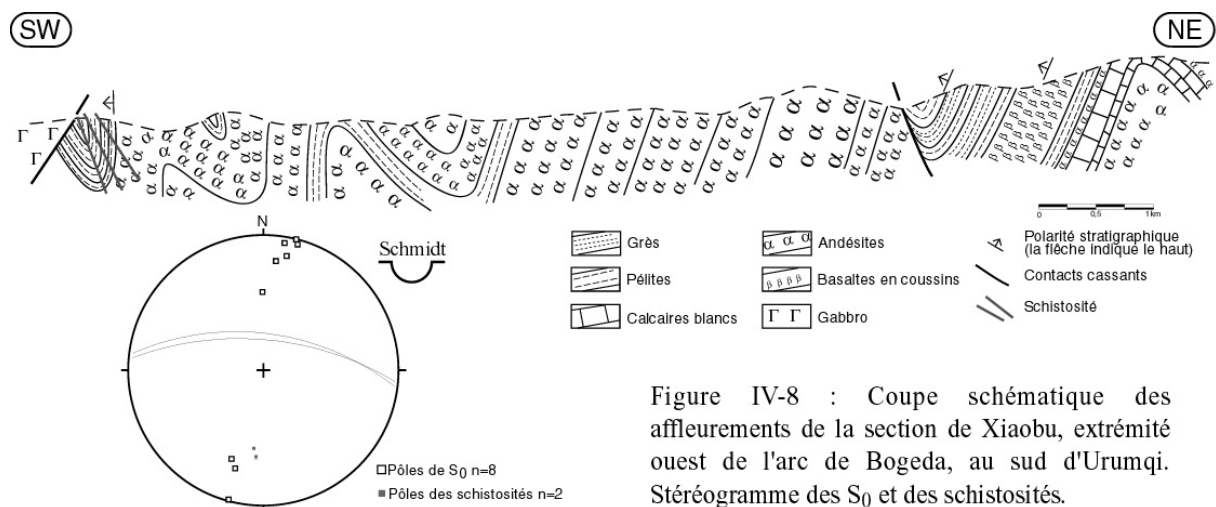
constante, environ N80-N110. Leur position dans l'histoire de l'arc n'est pas déterminable avec précision. Mais si nous les comparons aux failles normales du secteur de Mulei-Shirenzhi, nous pouvons considérer qu'elles sont tardives par rapport au plissement.

Ainsi, l'étude des quelques structures présentes dans le secteur de Gaoguandaban montre que deux phases, au moins, ont lieu après le Carbonifère supérieur. Tout d'abord un plissement important, associé à des chevauchements de type fragile, a déformé la chaîne. Cette déformation compressive est comparable à la déformation D3 décrite dans le secteur de Mulei et son âge est probablement Carbonifère terminal. Enfin, à l'instar du secteur de Mulei, une phase extensive a eu lieu tardivement. L'âge de cette dernière ne peut être déterminé faute d'informations suffisantes la concernant.

4) Secteur de Xiaobu

Situé au sud d'Urumqi, ce secteur permet l'observation des formations volcaniques du Carbonifère moyen et supérieur à l'extrémité ouest de l'arc de Bogeda (figure IV-2). La coupe, longue d'une dizaine de kilomètres et orientée SW-NE, emprunte une route qui mène à une carrière de calcaire, exploité pour la fabrication de ciment. Les observations commencent au point de coordonnées N43°38'19"/E87°58'09" et finissent au point N43°41'08"/E83°03'06".

La figure IV-8 synthétise les principales caractéristiques des formations. Elles sont majoritairement représentées par des coulées massives d'andésite pouvant atteindre plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur. Ces andésites comportent de 20 à 50% de phénocristaux de plagioclases et des vacuoles pluri-millimétriques. Des séries flyschoides de grès et pélites constituent le haut de la série et incluent des bancs de grauwacke. Les séries volcano-sédimentaires sont bordées au sud-ouest par un massif gabbroïque avec lequel elles sont en contact par une faille. Au nord-ouest, un accident sépare les andésites et une série sédimentaire pélitique. Sous ces strates, une puissante coulée de basalte en coussin affleure sur plus de 300 m (planche 24.e). La forme des coussins indique que le haut stratigraphique est au sud-ouest (planche 24.f). Ils ont été datés à 297 ± 3 Ma par la méthode U-Pb sur zircon (Ma et al., 1990). Sous les basaltes, des bancs grésio-pélitiques sont intercalés avec des lits de chert. Vers la base, les formations sont des andésites (moins épaisses que précédemment), des bancs pluri-métriques de calcaires blancs non déformés puis de nouveau des andésites.



Les formations volcaniques et sédimentaires ont subi un plissement à déversement sud comme le montrent la géométrie des structures et la répartition des pôles de la S_0 sur le stéréogramme de la figure IV-8. Ces plis ont des flancs normaux qui pendent vers le nord-est alors que les flancs inverses sont subverticaux. Dans les flyschs du sud de la coupe, une schistosité plan axial s'est développée de manière fruste et pend au nord de 55-60°.

Les failles observées sur cette coupe n'ont pas livré de critère permettant la détermination d'un sens de mouvement.

Cette coupe ne représente qu'une observation localisée des formations carbonifères et des déformations affectant l'extrémité ouest de l'arc de Bogeda. Toutefois, il semble que les structures principales dans cette région soient déversées vers le sud. L'âge du plissement n'ayant pu être circonscrit, il est difficile de comparer cette déformation avec les structures à vergence nord observées plus à l'est.

Toutefois, il peut être admis qu'une phase de déformation à vergence sud a pris place dans des conditions de basse température (aucune trace de métamorphisme n'a été observée) dans l'ouest de l'arc de Bogeda après la fin du Carbonifère.

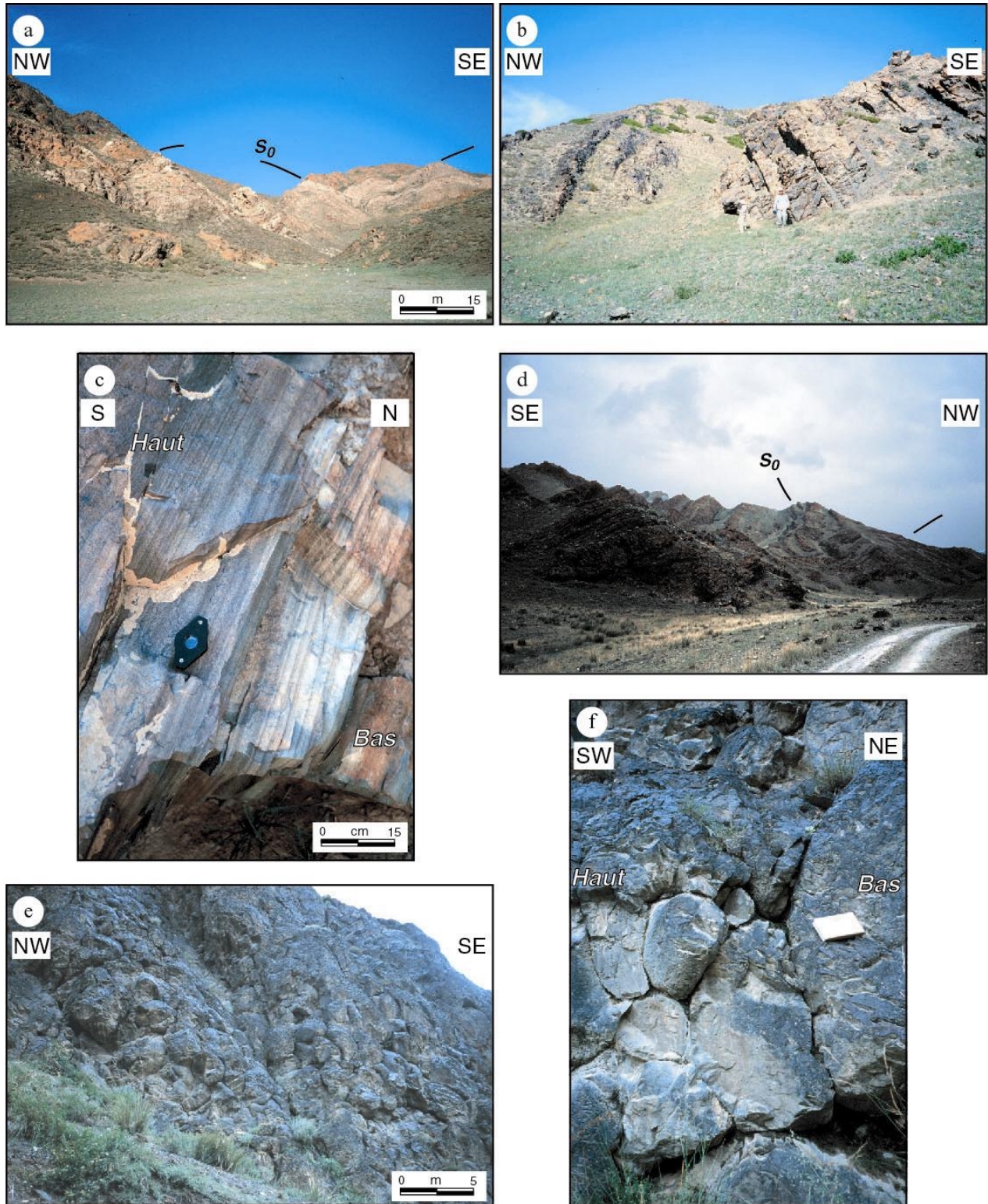


Planche 24 : a) Vue panoramique des calcaires et conglomérats plissés du Carbonifère du secteur de Gaoguandaban ; b) Grès, grauweekes et pélites redressés du secteur de Gaoguandaban ; c) bancs grésotufacés du Carbonifère moyen, granoclasement indiquant le haut au sud ; d) Plis déversés au nord dans les séries volcano-sédimentaires du sud de Gaoguandaban ; e) Basalte en coussins, le haut est au sud-ouest, secteur de Xiaobu ; f) Détail des coussins basaltiques, le haut est au sud-ouest, secteur de Xiaobu.

B. Les secteurs de Yamansu, Huangshan et Qincheng (Tianshan est)

Localisés à l'extrémité orientale du bassin de Tu-Ha (figure IV-9), ces trois secteurs constituent des régions privilégiées pour l'étude des structures et des formations volcaniques carbonifères et dévoniennes de l'est du Tianshan nord. Cette partie du Tianshan a une altitude comprise entre 1000 et 2000 mètres et le relief est peu contrasté. A part le secteur de Qincheng et de Hami, où plusieurs routes permettent l'observation de la géologie le long de grandes vallées, à Yamansu et Huangshan les observations sont très dispersées en raison du faible relief (qui ne présente pas de vallée profonde) et du nombre peu important de routes.

Ce secteur est constitué, du sud au nord, par une succession d'unités stratigraphiques allant du Dévonien moyen jusqu'au Permien. La stratigraphie ne sera pas reprise en détail car la description en est faite dans la première partie de ce travail (Partie I.2.B.1.c). Il est tout de même intéressant de rappeler les caractéristiques des unités de ce secteur (figure IV-9).

Au sud, la zone de Yamansu-Aqishan est composée par la formation du Carbonifère inférieur de Yamansu, qui consiste en des roches sédimentaires à la base, et une grande série volcanique vers le haut. La zone de Kangguer-Huangshan est représentée principalement par deux formations du Carbonifère moyen, qui présentent des passages latéraux de faciès : la formation de Wutongwozi qui est volcanique et volcano-sédimentaire ; la formation de Ganduang qui est exclusivement sédimentaire. Dans la zone de Qincheng-Hami, affleurent principalement le Dévonien moyen volcanoclastique et schisteux (formation de Dananhu, de bas en haut : tufs andésitiques ; tufs bréchiques ; grès tufacés ; conglomérats et marbres fins ; calcaires bréchiques ; rhyolites ; andésites porphyriques ; tufs grauwakeux) et le Dévonien supérieur-Carbonifère inférieur, qui comporte des roches détritiques et volcaniques (formation de Jilideneng, de bas en haut : grès, tufs, conglomérats, shales et calcaires ; andésites, dacites ; flyschs et tufs andésitiques ; grauwaves flyschoides et tufs andésitiques). Les formations sont recoupées par de nombreux plutons granitiques d'âge Carbonifère supérieur à Permien inférieur. Enfin, comme tout le pourtour du Bassin du Junggar, cette région du Tianshan a été affectée par les grands décrochements permien décrits dans la seconde partie de ce travail.

Nous présenterons dans ce sous-chapitre les caractéristiques structurales des trois secteurs. Nous avons regroupé les secteurs de Yamansu et Huangshan (secteur sud), dans la mesure où ces deux régions se situent dans la partie sud du Tianshan nord et qu'elles présentent des structures similaires. Les affleurements étant peu fréquents, nous présenterons une coupe synthétique allant de Huangshan à Qincheng qui s'appuiera sur des observations locales. Le secteur de Qincheng-Hami (secteur nord) est moins avare d'affleurements et nous pourrions y détailler plusieurs coupes intéressantes.

En raison de la monotonie des lithologies (tufs, grauwaves, grès, basaltes et andésites) rencontrées dans ces deux régions, seules les macro- et microstructures seront détaillées dans cette étude.

1) La région de Yamansu et de Huangshan

La coupe A de la figure IV-10 synthétise les observations structurales faites sur le terrain. Les formations ont subi un plissement régional bien caractérisé par la projection des pôles des schistosités (figure IV-9.a). En effet, ces dernières ont une direction moyenne N70-N80 et leurs pendages varient de 50 à 90° vers le nord ou le sud. Les linéations sont nord-sud et sont soit des linéations d'allongement, soit des linéations minérales.

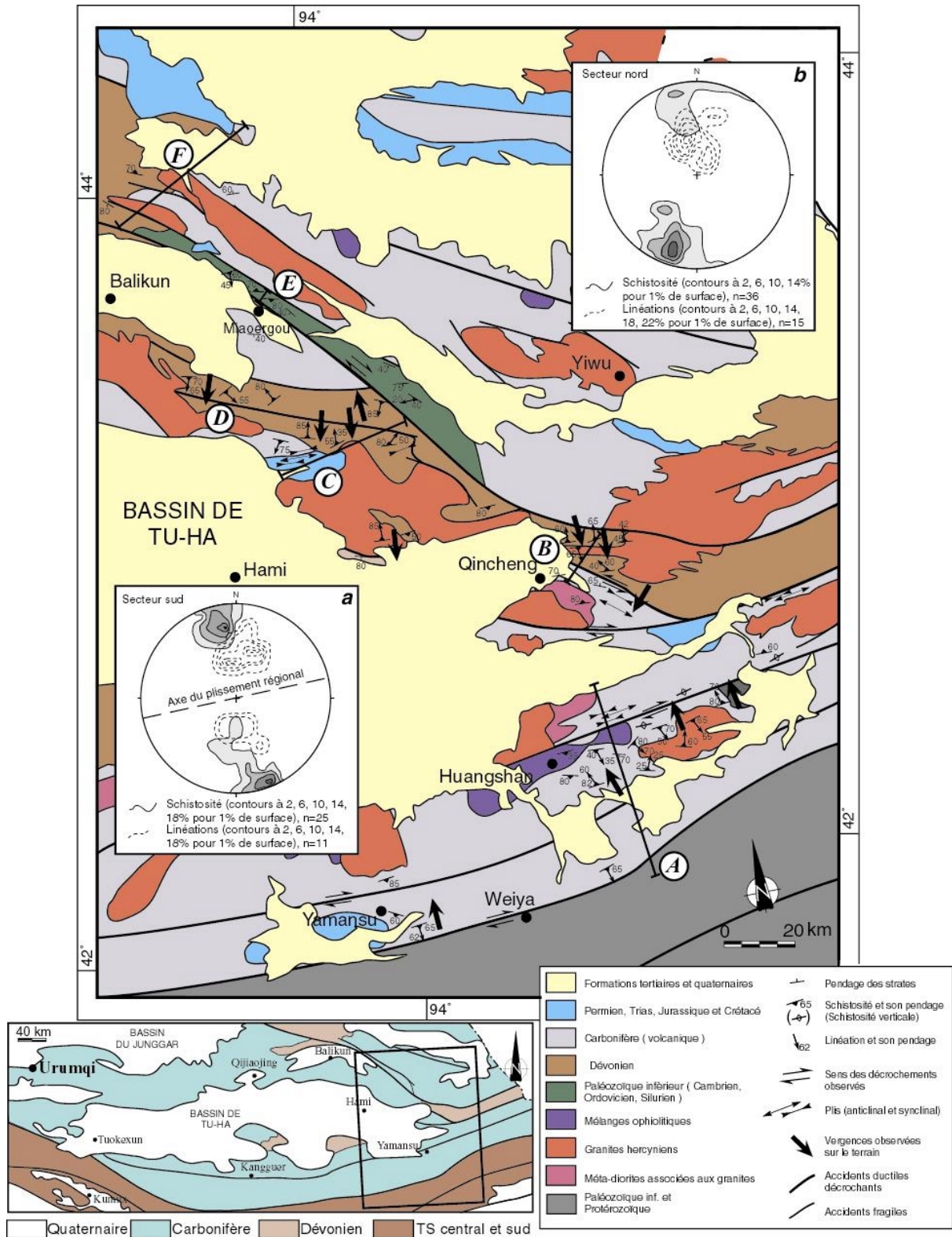


Figure IV-9 : Carte géologique et structurale synthétique de l'extrémité orientale du Tianshan nord. Modifiée d'après the Geological map of Xinjiang Uygur Autonomous Region, scale 1:2,000,000 (X.B.G.M.R., 1992) et des scènes Landsat au 1:200,000. Stéréogrammes des schistosités et linéations pour les moitiés sud et nord. Localisations des coupes A (figure IV-10), B (figure IV-14), C (figure IV-16) ainsi que des observations D, E et F.

Les critères macroscopiques sont très variés et peuvent être représentés par des microplis, des grands plis en genou, des plis-failles métriques et des figures asymétriques. Toutes les formations, du Carbonifère inférieur au Carbonifère supérieur, ont été affectées par la déformation plicative. Des microstructures ductiles peuvent être observées dans certaines formations comme un granite tardi-carbonifère ou certains niveaux tufacés des formations de Ganduang ou de Yamansu. Elles seront décrites dans le second paragraphe. Elles indiquent généralement un cisaillement à vergence nord.

a) Description des macrostructures et des affleurements

Dans le secteur de Yamansu, les affleurements sont rares par rapport aux autres régions du Xinjiang. Toutefois, certaines observations permettent de décrire les principales caractéristiques des structures de ce secteur. Ainsi, il est intéressant de noter que le Permien non déformé (non cartographié sur la figure IV-9) est discordant sur les volcanites de la formation de Yamansu. Les grès rouges continentaux permien recouvrent les formations volcaniques grises carbonifères (planche 25.a). La structuration principale observée dans les formations carbonifères était donc terminée au Permien.

Le Carbonifère inférieur, qui est constitué dans ce secteur de séries volcano-sédimentaires (avec des mines de fer exploitées, planche 25.b), est effectivement plissé. Ces plis sont aussi bien kilométriques (planche 25.c) que métriques. Ainsi, dans des niveaux calcaro-pélitiques, des plis-failles ont un axe plongeant au N75 de 45°. Le déversement apparent de ces plis est nord (figure IV-11).

Au sud de Huangshan, après un bassin quaternaire, le Carbonifère est toujours fortement plissé, avec un axe approximativement est-ouest. Les plis sont également d'échelle kilométrique à métrique (planche 25.d), et leur déversement semble aller vers le nord. Un granite tardi-carbonifère (X.B.G.M.R., 1992) est affecté par une foliation N85-65S portant une linéation plongeant au sud de 55°. Nous verrons que les critères cinématiques indiquent un mouvement du compartiment supérieur vers le nord. Après deux grands accidents orientés est-ouest à pendage sud, la formation de Ganduang est bordée par une faille verticale dont le sens n'a pas pu être déterminé.

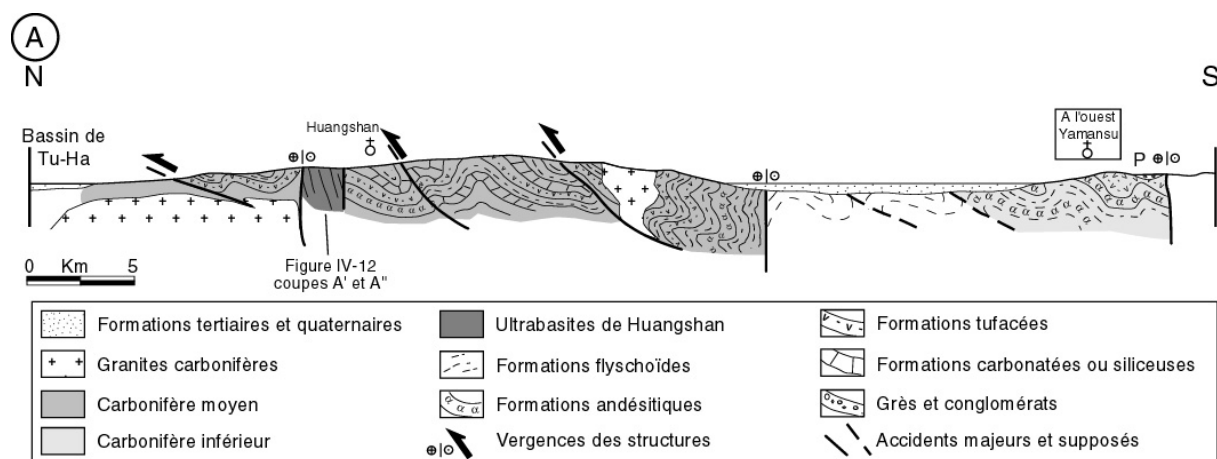


Figure IV-10 : Coupe géologique synthétique du secteur sud (Yamansu-Huangshan) du Tianshan nord, partie est du Tianshan. Localisation sur la figure IV-9.

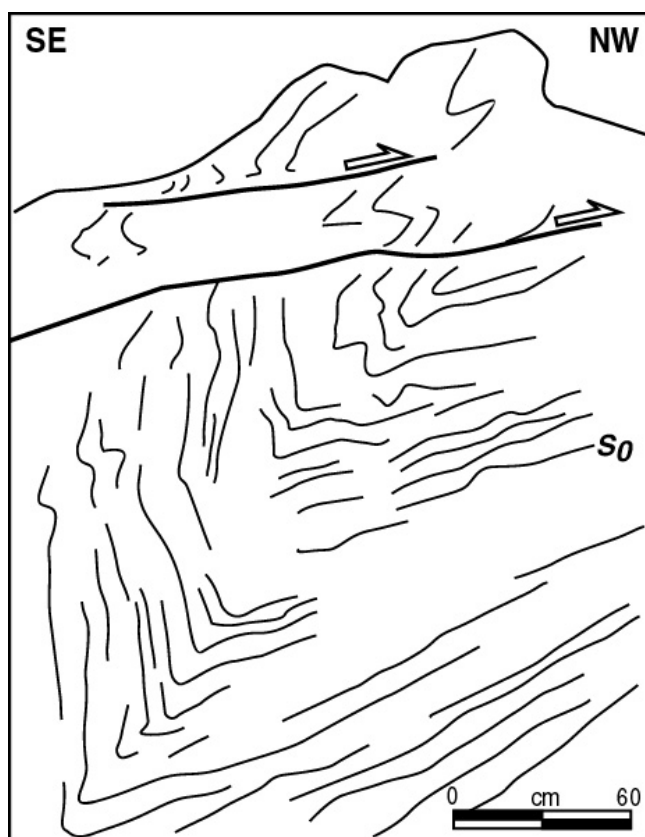


Figure IV-11 : Dessin d'affleurement montrant un pli-faille à déversement vers le nord-ouest dans les séries calcaro-pélitiques du Carbonifère moyen (formation de Ganduang). Secteur de Yamansu-Huangshan.

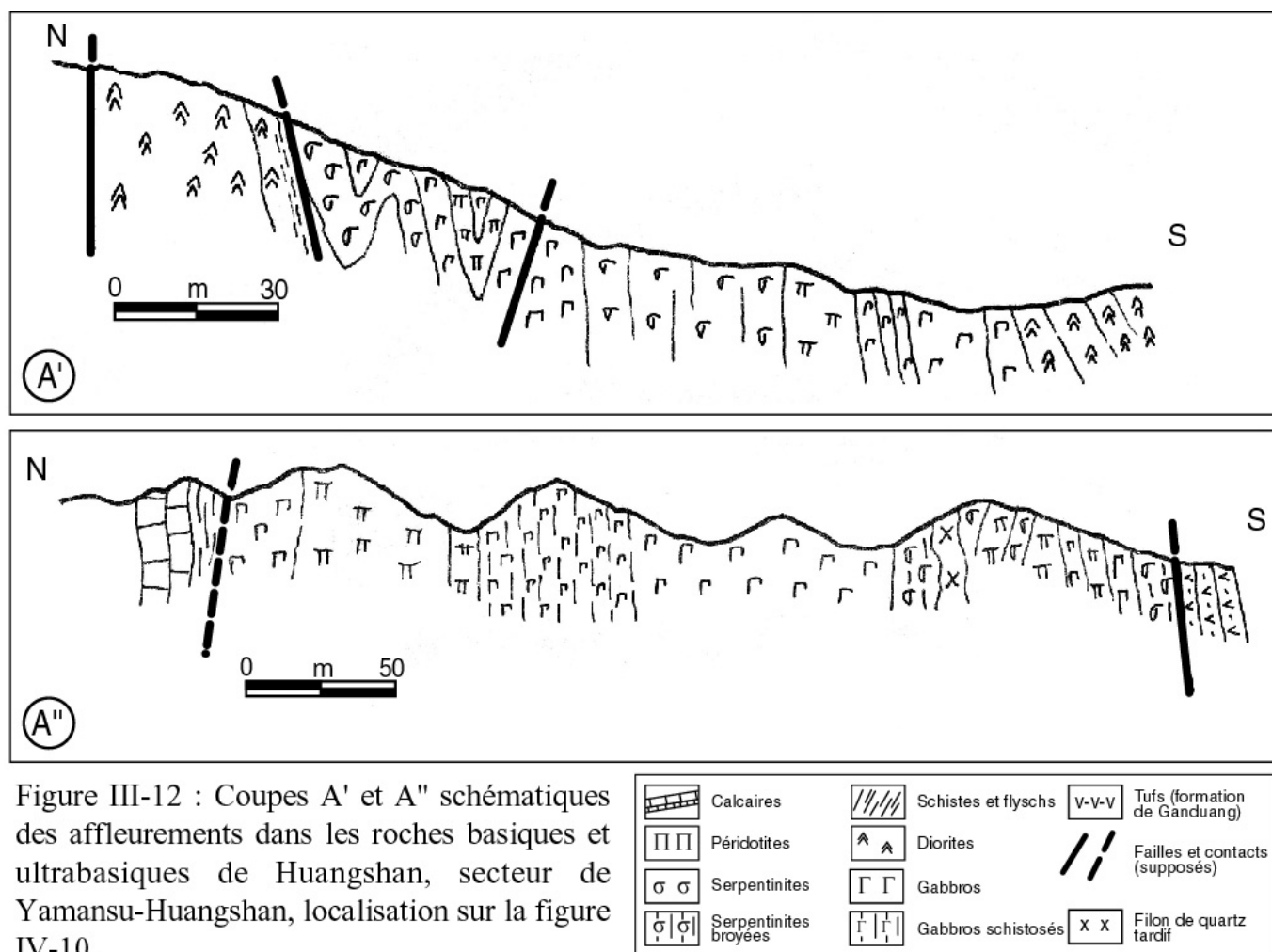
Au nord de cette faille une unité « ophiolitique » affleure sur plusieurs kilomètres. Nous n'avons pu l'observer que localement (figure IV-12). La section A' a été étudiée autour du point de coordonnées $N42^{\circ}16'33''/E94^{\circ}46'46''$. La coupe A'' commence au nord au point $N42^{\circ}15'57''/E94^{\circ}37'02''$, et se termine au sud au point $N42^{\circ}15'50''/E94^{\circ}37'05''$. Les roches présentent une schistosité subverticale plus ou moins bien exprimée selon les lithologies. Ce sont des péridotites enchâssés dans une matrice serpentinitique présentant des passages cisailés. Elles ont été recoupées par des diorites. Des failles tardives au sud et au nord font que la relation géométrique et structurale de cette unité avec les formations volcaniques carbonifères n'est pas bien connue. Toutefois, les gabbros et diorites montrent sur certains affleurements leur nature intrusive dans les formations du Carbonifère inférieur. C'est le cas dans le secteur ouest de Huangshan où un pluton gabbro-noritique recoupe les volcanoclastites de la formation de Yamansu (planche 25.e).

Ainsi, ces roches basiques et ultrabasiques ne sont pas comparables aux unités ophiolitiques observées dans les régions de Kumux ou de Mishigou dans le Tianshan centro-occidental. En effet, les ultrabasites de Huangshan n'affleurent que de façon réduite et ne forment pas de grandes structures comme il a été observé à l'ouest, mais recourent par endroit les volcanites carbonifères. Ensuite, aucune unité de schistes verts à blocs n'est présente. Enfin, les blocs sont uniquement composés de roches magmatiques grenues, aucune roche volcanique ou siliceuse n'a été trouvée. Gu et al. (1995) et Ma et al. (1990 ; 1993) pensent que ces blocs ultrabasiques représentent les reliques d'un ancien bassin intra-arc carbonifère. Leurs arguments sont la géochimie de ces blocs, qui est de type alaskéen (avec un rapport m/f

compris entre 2,8 et 5,8), et le fait que cette unité soit bordée au nord et au sud par les volcanites du Tianshan nord. Dans la mesure où nos observations, limitées, ne démentent pas cette hypothèse, les ultrabasites et gabbros de Huangshan seront bien considérés, dans la suite de ce travail, comme étant les reliques d'un bassin intra-arc de petite taille pouvant s'être formé, au cours du Carbonifère, au sein de l'arc du Tianshan nord.

Les gabbros sont bordés au nord par un décrochement tardi-paléozoïque issu de la phase décrochante D4 étudiée dans la partie II. En effet, dans les formations tufacées situées au nord de l'accident, une schistosité subverticale porte une linéation horizontale associée à des critères dextres (cf. partie II).

Enfin, les volcanites plissées de la formation de Ganduang sont recouvertes par les sédiments détritiques méso-cénozoïques du bassin de Tu-Ha au nord.



b) Aperçu des microstructures tangentielles dans le secteur de Yamansu-Huangshan

Les séries volcano-sédimentaires du secteur sud du Tianshan nord montrent nettement une déformation à vergence nord. La schistosité a une direction N70-N80 et pend au sud ou au nord. La linéation, portée par ces plans, est orientée nord-sud. Nous ne parlerons dans ce paragraphe que des critères relatifs aux structures tangentielles. C'est pourquoi, sur le stéréogramme des schistosités, les linéations subhorizontales ne figurent pas. Les microstructures relatives aux décrochements ont précédemment été décrites dans la partie II.

Dans le Carbonifère inférieur de la zone sud, des schistes tufacés gréseux, appartenant à la formation de Yamansu, présentent en lame mince des critères indiquant un mouvement vers le nord (figure IV-13.a). Ce sont des porphyroclastes, millimétriques à plurimillimétriques, de feldspath altéré (alcalin et surtout calco-sodique) qui ont des queues asymétriques pouvant être déformées par un microplissement déversé au nord. Ces queues sont généralement constituées de quartz et de muscovite. Certaines zones abritées contiennent un peu de calcite. La matrice, très fine, est quartzo-feldspathique et plus ou moins micacée. Des lits quartzeux recrystallisés soulignent parfois la schistosité plissée. D'autres roches clastiques ou volcaniques ont enregistré la déformation à vergence nord. Les critères peuvent être des bandes de cisaillement recoupant la schistosité ou des clastes à queues de quartz, micas ou calcite (figure IV-13.b).

Plus au nord, après le grand décrochement dextre, affleure le Carbonifère moyen de la zone Kangguer-Huangshan. Dans un granite syn-tectonique leucocrate à muscovite et grenats automorphes, d'âge Carbonifère supérieur, il a été observé des structures sigmoïdes de muscovite, des bandes de cisaillement soulignées par des micas (planche 25.f) et des grenats à queues micacées asymétriques (figure IV-13.c). Ces critères indiquent un mouvement vers le nord. Ce granite est constitué de quartz recrystallisé, de phénocristaux de feldspath altéré (plagioclase et feldspath potassique) et d'une matrice fine à quartz et muscovite. Quelques biotites, zircons et apatite sont aussi présents.

Ainsi, la déformation principale à vergence nord qui a eu lieu dans cette partie du Tianshan est similaire à celle décrite dans le Tianshan centro-occidental. Toutefois, alors qu'à l'ouest, la déformation est associée à des conditions de température basse, dans l'est, elle montre les traces de conditions de température plus élevée. Il est possible d'avancer l'hypothèse d'une déformation dont l'intensité croît de l'ouest vers l'est.

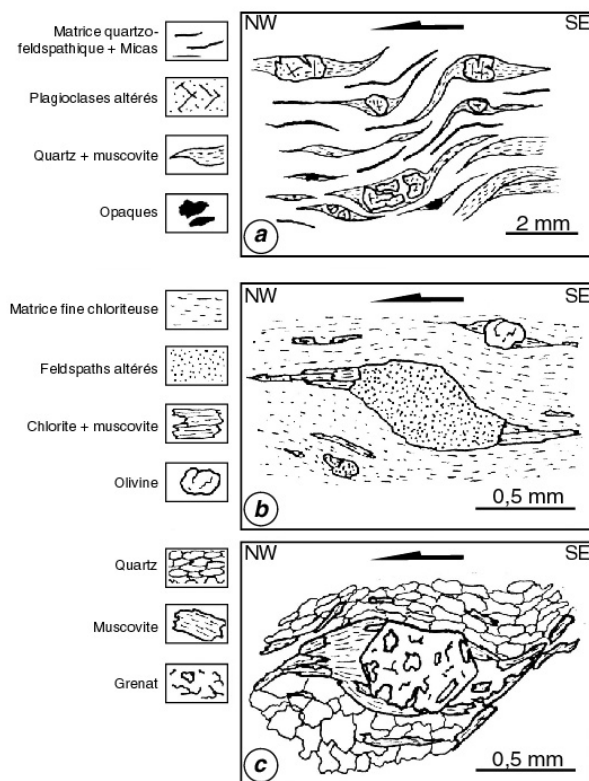


Figure IV-13 : Exemples de microstructures observées dans les formations volcaniques et granitiques carbonifères du secteur de Yamansu-Huangshan. a) Grès tufacé de la formation de Yamansu, porphyroclastes de feldspath à queues de quartz et muscovite, déformation vers le nord ; b) Tuf grauwakeux de la formation de Yamansu, claste de feldspath altéré à queues de chlorite et muscovite, déformation vers le nord ; c) Granite leucocrate tardi-carbonifère, grenat à queues de muscovite, déformation vers le nord.

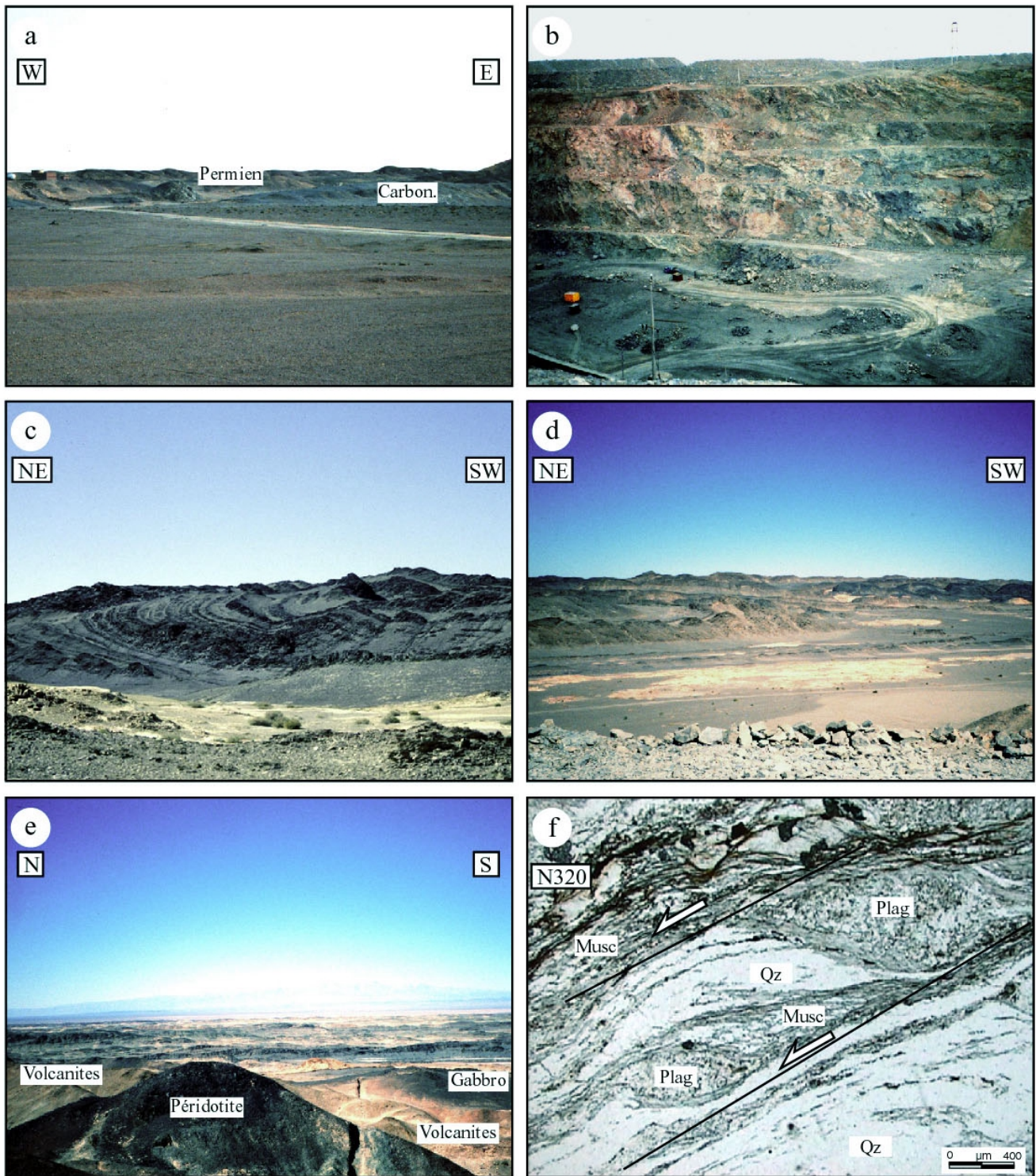


Planche 25 : a) Discordance des grès rouges permien sur les volcanites (noires) carbonifères, région de Yamansu ; b) Aperçu des épaisses séries volcaniques (basalte et andésite) dans une mine de fer, ville de Yamansu ; c) Vue panoramique d'un synclinal kilométrique affectant la formation de Ganduang, secteur de Yamansu ; d) Vue panoramique des plis kilométriques (anticlinal au premier plan) dans la formation de Yamansu, secteur de Huangshan ; e) Gabbro intrusif dans les volcanoclastites du Carbonifère inférieur, secteur de Huangshan ; f) claste de feldspath sigmoïde et bandes de cisaillement de muscovite dans un granite tardi-carbonifère, déformation vers le nord, secteur de Huangshan, LPA.

2) Le secteur de Qincheng-Hami

Ce secteur a été étudié le long de deux coupes principales. La coupe B (figure IV-14) est localisée à l'est de Qincheng entre les points de coordonnées $N42^{\circ}46'26''/E94^{\circ}38'53''$ et $N42^{\circ}56'17''/E94^{\circ}48'54''$. La coupe C (figure IV-16) se situe au nord-est de Hami et commence au point $N43^{\circ}07'02''/E93^{\circ}47'56''$ et se termine au point $N43^{\circ}12'29''/E94^{\circ}06'53''$. Sur la coupe B, nous pouvons observer les formations volcano-sédimentaires du Carbonifère inférieur et du Dévonien supérieur et moyen représentés respectivement par les formations de Jilideneng et de Dananhu. Elle recoupe les mêmes séries dévono-carbonifères qui représentent ici l'extrémité orientale de l'arc de Bogeda. La coupe C permet également l'observation des discordances du Permien moyen-supérieur sur le Carbonifère inférieur et du Tertiaire sur le Permien.

Dans les deux coupes, des plutons granitiques tardifs sont intrusifs dans les formations dévono-carbonifères. Ils sont datés du Paléozoïque terminal. Ma et al. (1990) ont trouvé des âges compris entre 360 et 250 Ma (Rb-Sr sur roche totale) pour le granite recoupant les formations de Jilideneng dans la moitié sud de la coupe B. A Xiaopou, un granite recoupant des gneiss œillés (supposés protérozoïques), a été daté à $260,2$ et $288,9 \pm 6,2$ Ma par Rb-Sr sur roche totale (Gu, et al., 1990 ; Gu, et al., 1996).

a) Coupe B de Qincheng

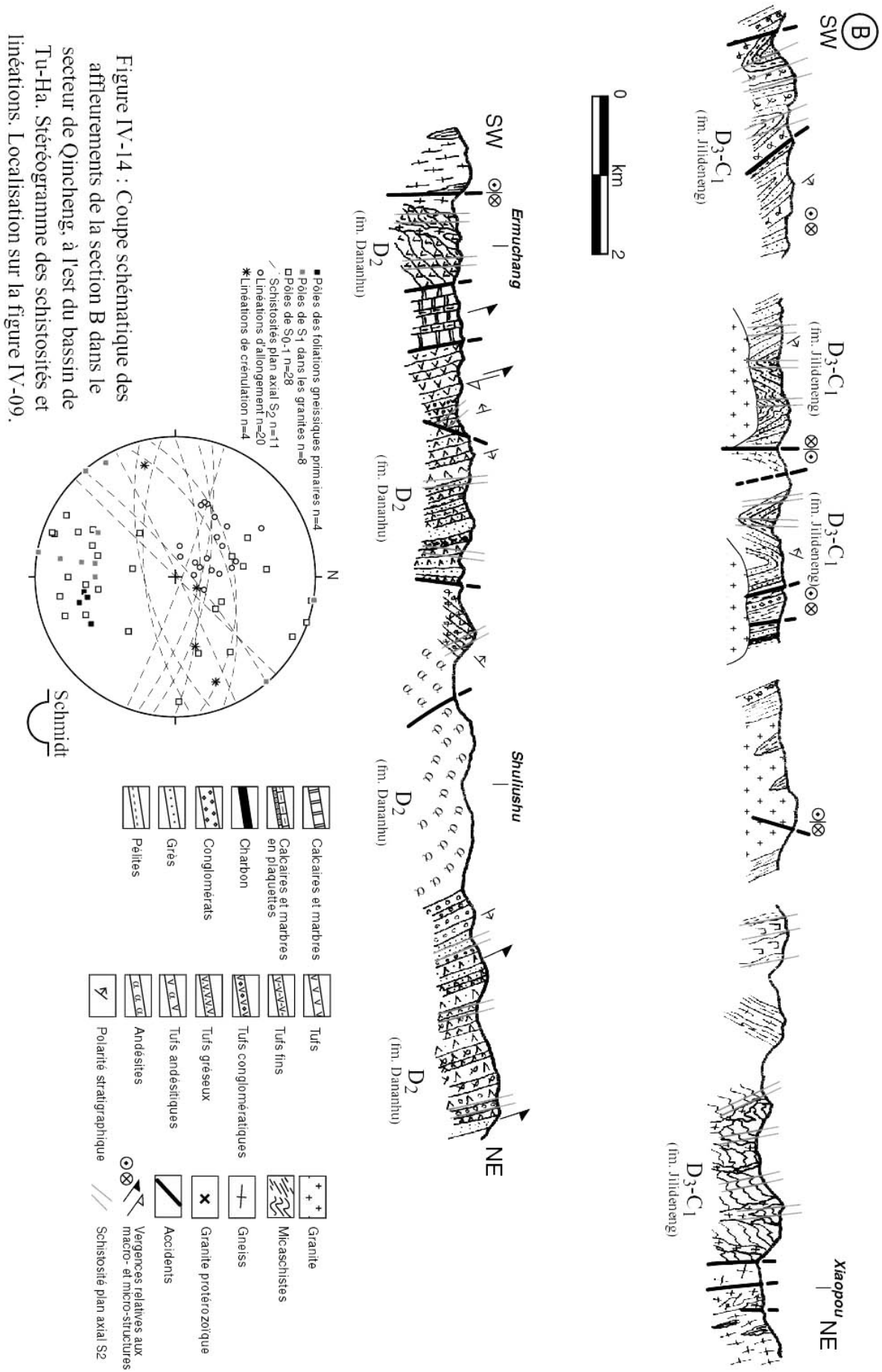
i. Description des affleurements

Longue d'une vingtaine de kilomètres, la coupe débute dans les schistes gréseux et les andésites de la formation de Jilideneng (fm. Jilideneng) (figure IV-14). Ces schistes sont plissés et les plans axiaux des plis pendent au nord-est, indiquant un déversement apparent vers le sud-ouest. Des granoclasses dans les bancs gréseux montrent que la série est à l'endroit. Plus au nord, les plis sont plus serrés. Les flyschs sont affectés par une schistosité (S_2) plan axial verticale jusque là très fruste. Ils ont également subi un métamorphisme de contact indiquant l'existence probable d'un granite à proximité. Les schistes contiennent des cristaux d'andalousite, staurotide et grenat automorphes sécants par rapport à la schistosité initiale appelée S_{0-1} . Des biotites et des muscovites ont cristallisé parallèlement à cette dernière.

Une accident vertical, montrant à l'affleurement des critères sigmoïdes dextres, sépare les flyschs de gneiss mylonitiques affleurant sur quelques centaines de mètres. Plus au nord, les schistes micacés (ou méta-flyschs) de la formation de Jilideneng sont plissés et faillés. Des passées charbonneuses et des conglomérats viennent s'intercaler dans les séries grésopélitiques métamorphiques. Des shales contiennent des andalousites de type chiastolite pouvant atteindre dix centimètres de long. Les macrostructures centimétriques associées à une linéation d'allongement subhorizontale indiquent un sens de cisaillement senestre.

A l'aplomb d'un granite, les méta-flyschs affleurent sous la forme d'enclaves schistosées et plissées. La géométrie de l'ensemble tend à montrer un déversement des plis vers le sud-ouest (planche 26.a). Le granite comporte des couloirs cisailés pluri-métriques. L'étude des microstructures relatives à la linéation horizontale, portée par une foliation verticale, est faite dans la Partie II de ce travail. Les critères indiquent un mouvement décrochant senestre, souligné également à l'affleurement par des bandes de cisaillement centimétriques faisant un angle de 30° avec la foliation.

Après un hiatus d'affleurement, les micaschistes réapparaissent. Des passées gabbroïques s'intercalent dans les tufs et grès. Au sud de Xiaopou, les méta-flyschs ont une S_{0-1} très plissée pendant globalement vers le sud-ouest. La schistosité plan axial S_2 a une direction $N80$ et pend au nord de 60 à 80° . Des filons granitiques et pegmatitiques tardifs recoupent les schistes et ne sont pas affectés par le plissement. Un accident vertical marque la limite nord de la formation de Jilideneng.



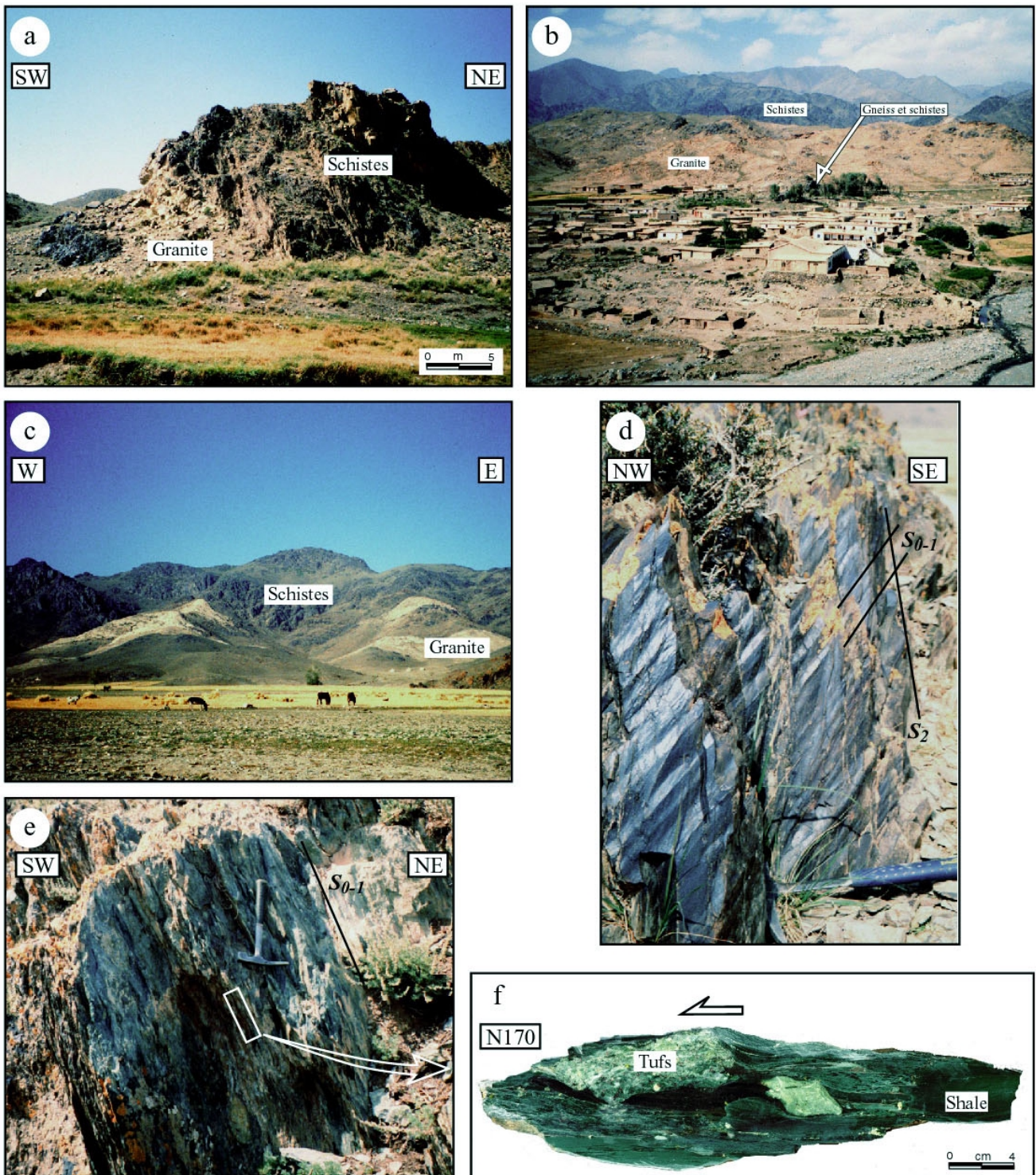


Planche 26 : a) Enclave de schistes à pendage nord-est dans un granite tardi-carbonifère, coupe B, secteur de Qincheng-Hami ; b) Vue panoramique du village de Xiaopou, enclave de gneiss et schistes dans le granite du Permien inférieur, coupe B, secteur de Qincheng-Hami ; c) Vue panoramique des intrusions granitiques et pegmatitiques, village de Ermuchang, coupe B, secteur de Qincheng-Hami ; d) Réfraction de la S_2 dans les pélites de la formation de Dananhu, coupe B, secteur de Qincheng-Hami ; e) Conglomérat tufacé de Dananhu, déformation vers le sud-ouest, coupe B, secteur de Qincheng-Hami ; f) Critères macroscopiques dans les conglomérats de la photographie (e), déformation vers le N170, coupe B, secteur de Qincheng-Hami.

Au village de Xiaopou, des orthogneiss œillés constituent des blocs dans le granite à phénocristaux de feldspaths daté du Permien inférieur (planche 26.b). Nous supposons que ces gneiss peuvent représenter le socle du Tianshan nord mais, en l'absence de datation, nous ne discuterons pas cette hypothèse. Des enclaves de micaschistes sont aussi enchâssées dans le granite. Elles présentent une schistosité N80-80N parallèle à la foliation du granite.

Le pluton est bordé au nord par une faille. Des plis à axes verticaux indiquent un mouvement probablement senestre. A Ermuchang, des micaschistes et des méta-tufs de la formation de Dananhu sont recoupés par des filons granitiques (planche 26.c). Un accident les met en contact avec des calcaires affleurant sur un kilomètre. Les séries volcano-sédimentaires de la formation de Dananhu affleurent jusqu'à l'extrémité nord-ouest de la coupe. Après les calcaires, des tufs et grauweekes à l'envers représentent un flanc inverse de pli déversé au sud. Au nord, une faille recoupe un anticlinal et la série est de nouveau à l'endroit et n'est plus affectée que par des plis d'échelle kilométrique. La schistosité S_2 peut être réfractée dans les niveaux pélitiques (planche 26.d). Au village de Shuliushu, des andésites massives affleurent au cœur d'un anticlinal. Sur son flanc nord, les tufs, grès et andésites montre une S_2 sub-parallèle à la S_{0-1} . Une linéation d'allongement sur la S_{0-1} plonge au nord et la déformation associée indique un mouvement de compartiment supérieur vers le sud. Dans un conglomérat tufacé, des galets (de 5 mm à 10 cm, pluri-centimétriques sigmoïdes montrent un cisaillement important à vergence sud (planche 26.e et f).

ii. Les structures

Trois principales phases de déformation sont distinguées sur cette coupe. Tout d'abord une déformation à vergence sud. Exprimée intimement dans les grès et tufs du nord de la coupe, elle est clairement accompagnée d'une linéation d'allongement N340 (stéréogramme de la figure IV-14). La seconde déformation est caractérisée par un plissement dans les flyschs et andésites de la formation de Jilideneng et dans le Dévonien. Elle est associée au développement d'une schistosité plan axial des plis. La dernière phase observée est la phase décrochante (D4 dans le Tianshan centro-occidental) qui peut être observée dans cette coupe le long de couloirs décamétriques cisailés, notamment dans les granites tardi-paléozoïques.

Nous avons vu que les plis observés dans les flyschs et les andésites de Jilideneng sont systématiquement déversés au sud. Leurs axes, qui peuvent être assimilés à la linéation de crénulation mesurée sur certains affleurements, ont une direction moyenne N70-N80. La schistosité S_2 , plan axial, présente la même direction et pend majoritairement vers le nord. La figure IV-15 montre une série de plis (recoupés par une faille) observée au début de la coupe B. Les andésites sont réputées plus jeunes que les flyschs des flancs. Ceci confirme le déversement vers le sud qui est également déduit de l'attitude des plans axiaux et des flancs des plis. Dans la formation de Dananhu, la S_2 est fréquemment oblique par rapport à la S_{0-1} qui porte une linéation d'allongement.

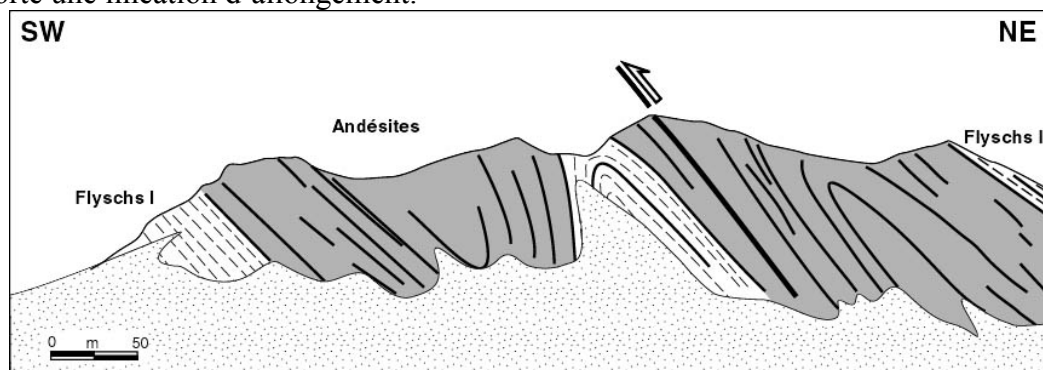


Figure IV-15 : Dessin interprétatif d'affleurement de plis à vergence sud-ouest dans les andésites et flyschs de la formation de Jilideneng, coupe B, secteur de Qincheng-Hami.

Dans les tufs et marbres de la formation de Dananhu, la S_{0-1} présente des directions comprises entre le N80 et le N100, et la linéation d'allongement plonge vers le N340. Nous n'avons pas fait figurer les linéations associées à la phase décrochante (étudiée précédemment) afin d'éviter de surcharger le stéréogramme de la figure IV-14.

Très bien exprimée dans la moitié nord de la coupe, la déformation ductile est systématiquement accompagnée de critères à vergence sud. Ainsi, la planche 27 synthétise les différentes microstructures observées. Dans les tufs et grès de Dananhu, on observe des clastes feldspathiques à queues asymétriques de quartz et chlorite dans une matrice fine chloriteuse (planche 27.a et b). Dans une enclave gneissique enchâssée dans un granite permien, une mylonitisation importante a eu lieu. Le développement de bandes de cisaillement et de figures asymétriques sigmoïdes confirme le mouvement du compartiment supérieur vers le nord (planche 27.c). Dans certains échantillons, il a été observé des bandes de cisaillement ductile-fragiles indiquant un cisaillement vers le nord. Dans la mesure où ces shear-bands recoupent les structures à vergence sud, le cisaillement froid vers le nord est sans doute postérieur à la déformation vers le sud. Ces observations restent néanmoins très localisées et il est difficile de conclure de façon certaine qu'il existe une phase tardive générale vers le nord.

Au nord d'Ermuchang, des pélites grauwackeuses dévoniennes contiennent des phénoclastes de feldspaths, pluri-millimétriques, soulignés par la cristallisation de quartz dans des queues asymétriques (planche 27.d). La déformation est à vergence sud. Dans des schistes quartzeux mylonitiques, sont présents des clastes de plagioclase à queues de quartz et de biotite dans une matrice quartzo-feldspathique à deux micas (planche 27.e). Un peu plus au nord, des schistes gréseux du même âge contiennent des porphyroclastes de feldspaths (plagioclases et alcalins) et de quartz dans une matrice fine quartzreuse à muscovite. Ces muscovites soulignent la schistosité et blindent les queues asymétriques (planche 27.f). Dans ces queues, il cristallise aussi du quartz et parfois de la calcite (venant probablement de l'altération des feldspaths).

Enfin, nous rappellerons sommairement les caractéristiques de la phase décrochante D4 dans le secteur de Qincheng. Particulièrement bien observée dans un granite tardi-carbonifère, cette phase est associée à une linéation subhorizontale de direction N110-N120. Les critères en lame mince sont de plusieurs types : des bandes de cisaillement pluri-millimétriques recoupant des grenats et soulignées par de la biotite ; des feldspaths sigmoïdes à queues de biotite et muscovite ; enfin, des rubans de quartz recristallisé soulignant la texture mylonitique. Toutes ces structures montrent un cisaillement senestre. La cinématique de ce décrochement est discutée et comparée avec les décrochements de la bordure orientale du Junggar dans la partie II. Nous pensons que ce décrochement senestre est synchrone des mouvements senestres mis en évidence dans les zones cisailées de Fuyun et d'Erqishi.

Concernant les deux phases à vergence sud, nous supposons qu'elles représentent un seul et même épisode tectonique. Un continuum de la déformation, allant d'une phase ductile pénétrative précoce au nord, dans des conditions de température basse, à une déformation simplement plicative au sud, est possible. Pour ce qui est de l'âge de cette structuration vers le sud, il est certainement postérieur au Carbonifère inférieur, mais aucune contrainte ne permet de poser une limite supérieure, si ce n'est les décrochements datés du Permien.

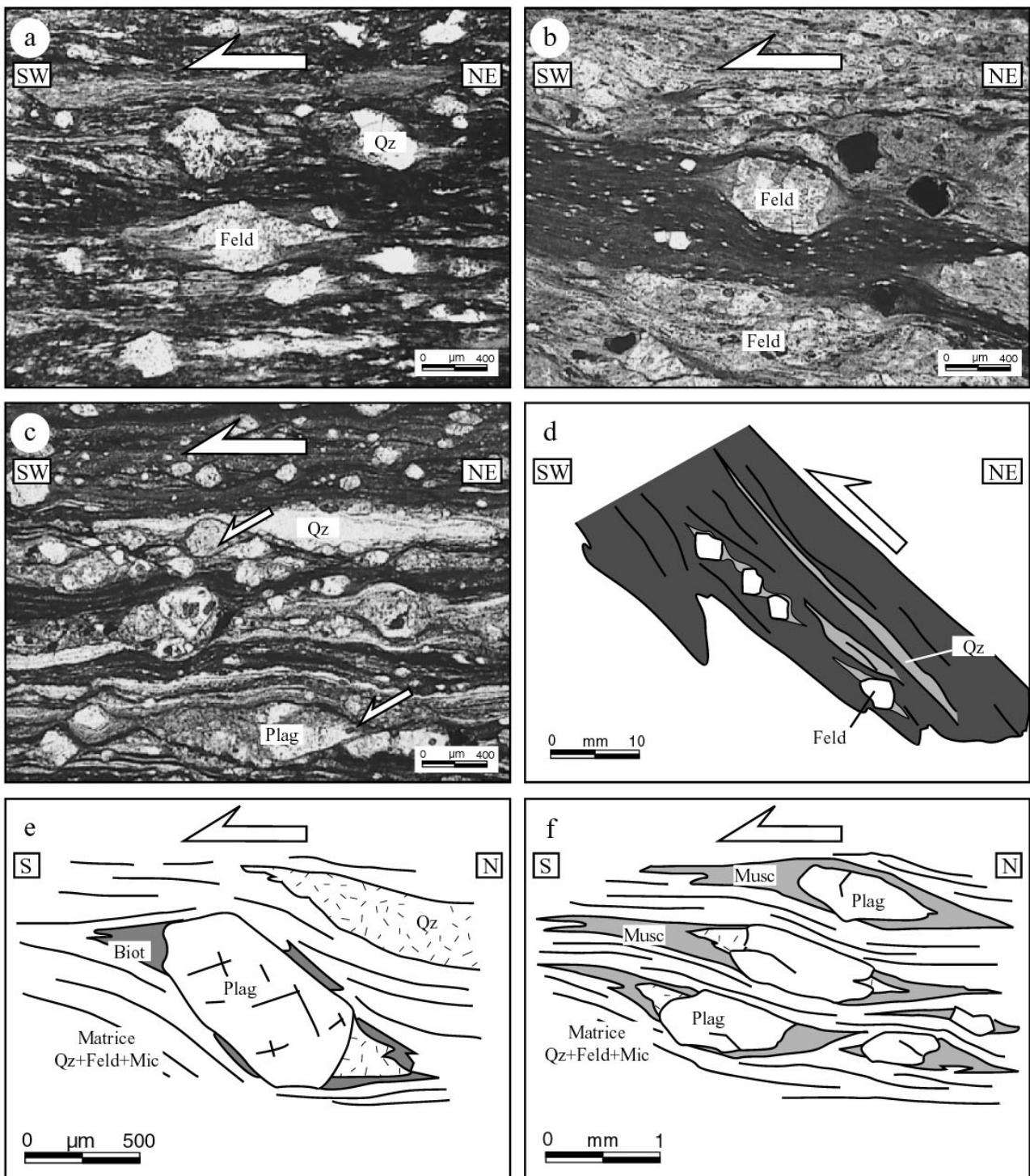


Planche 27 : a) Grès tufacé de la formation de Dananhu, déformation vers le sud, secteur de Qincheng-Hami, LPNA ; b) Tufs à clastes de feldspaths à queues asymétriques, déformation vers le sud, formation de Dananhu, secteur de Qincheng-Hami, LPNA ; c) Mylonite de gneiss, enclave dans un granite tardipaléozoïque déformé, déformation vers le sud, secteur de Qincheng-Hami, LPNA ; d) Phénoclastes feldspathiques dans une pélite grauwakeuse, déformation vers le sud-ouest, formation de Dananhu, secteur de Qincheng-Hami ; e) claste de plagioclase à queues asymétriques de biotite, déformation vers le sud, schistes quartzeux mylonitiques dévoniens, secteur de Qincheng-Hami ; f) Clastes de plagioclase à queues de muscovite et de quartz, déformation vers le sud, secteur de Qincheng-Hami.

b) Coupes C et C' dans le secteur de Hami

Les coupes C et C' représentent de façon synthétique les observations faites à l'est de Hami dans les formations dévono-carbonifères de Jilideneng et Dananhu.

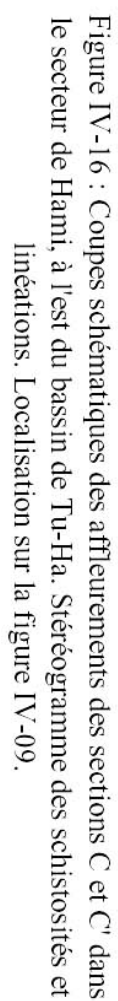
Du sud-ouest au nord-est, la section C (figure IV-16) traverse les grès continentaux miocènes recouverts par le Quaternaire discordant. Puis le Permien continental est discordant sur la formation volcano-sédimentaire de Jilideneng. Jusqu'au village de Banfangou, les tufs, andésites et grauweekes dévono-carbonifères sont plissés et recoupés par des intrusions granitiques tardives. Quelques failles récentes affectent également les séries. Au nord-est de Banfangou, affleurent les formations détritiques peu tufacées du Dévonien moyen (formation de Dananhu) qui sont légèrement plissées.

Au début de la coupe C, le Tertiaire a subi un plissement mis en évidence par le pendage sud des couches. Des failles quaternaires inverses recoupent les grès miocènes (planche 28.a). Elles ont été datées par thermoluminescence à 250,6 et 264 milles ans (Shu L.S., communication personnelle). Le Miocène continental est discordant sur les grès et calcaires du Permien moyen-supérieur. La présence de nombreux fossiles, tels que des brachiopodes et des lamellibranches, confirme le milieu de sédimentation marin du Permien.

Au village d'Erdaogou (coupe C', figure IV-16) et sur la coupe C, les grès et micro-conglomérats fins de la base du Permien sont discordants sur la formation de Jilideneng schistosée et plissée (planche 28.b). Les strates permienues pendent globalement au sud ou sud-ouest et sont affectées par des plis déjetés d'échelle hectométrique. Leur déversement apparent est vers le nord. Les tufs et andésites dévono-carbonifères sont également plissés. Les plis présentent des flancs inverses (ce qui n'est pas le cas dans le Permien) et sont d'échelle pluri-métrique. Sur la coupe C', une faille subverticale met en contact le Permien avec la formation de Dananhu au sud.

Sur la coupe C, un contact N40-50SE fait chevaucher des andésites carbonifères (à S₀₋₁ subverticale) sur les rhyolites et grès permienues (planche 28.c). La limite sud-ouest des andésites n'ayant pu être observée, deux interprétations sont proposées sur la figure IV-16. La première, retenue pour la coupe C, consiste en une klippe d'andésites charriées sur le Permien. La seconde propose qu'une écaille de volcanites soit coincée dans les formations permienues. Cette dernière implique préférentiellement une tectonique à vergence nord, alors que l'hypothèse de la klippe peut admettre les deux vergences nord et sud.

Vers le nord, la formation de Jilideneng est représentée par une succession épaisse de tufs (andésitiques, rhyolitiques, grauweekeux) et de coulées andésitiques massives formant dans le paysage une alternance de couches sombres et claires (planche 28.d). Des plis amples déforment les séries volcaniques. Des intrusions granitiques, apparentées au granite de Batashi qui affleure entre les villages de Nienazai et de Banfangou, recoupent les volcanites. Ce granite est supposé d'âge Carbonifère supérieur. Il est en contact avec la formation de Jilideneng par deux failles verticales soulignées par une brèche sur quelques mètres de large. Au nord du pluton, les formations sont représentées par des grès, tufs et des grauweekes métamorphisés dans le faciès schistes verts. Ces roches appartiennent à la formation de Dananhu. Elles affleurent jusqu'à l'extrémité nord de la coupe. Des plis hectométriques à kilométriques déforment les couches. Aucun déversement n'est visible.



Les roches qui affleurent sur cette coupe ne montrent pas de trace d'une déformation ductile intense. Seules quelques échantillons ont livré des microstructures permettant la détermination d'un sens de cisaillement. Ces éléments structuraux sont associés à la linéation d'allongement discrète mesurée principalement dans les formations de la moitié nord de la coupe C. En effet, ni le Permien ni le Carbonifère situés au sud de Nienazai ne présentent de linéation sur la schistosité peu pénétrative. A partir du village de Nienazai, les formations volcano-sédimentaires de Jilideneng et de Dananhu sont affectées par une schistosité sub-parallèle à la S_0 et bien développée. Celle-ci pend majoritairement vers le nord et porte une linéation d'allongement peu marquée qui plonge de 50 à 80° entre les directions N40 et N320.

Les critères associés à la linéation d'étirement montrent en lame mince deux vergences. Une première déformation à vergence sud précède une déformation à vergence nord. Ainsi, près de Nienazai, dans les méta-tufs de Jilideneng, des bandes de cisaillement de muscovite et des clastes de plagioclases à queues asymétriques de muscovite et à vergence sud, sont recoupés par des bandes de cisaillement de chlorite indiquant un cisaillement vers le nord (figure IV-17.a et a'). Dans les schistes verts de Dananhu au nord de Banfangou, les microstructures indiquent un mouvement du compartiment supérieur vers le sud. Dans un schiste quartzeux à texture mylonitique, des bandes de cisaillement de quartz, calcite et micas soulignent cette déformation vers le sud (figure IV-17.b). Les agrégats de quartz recristallisés incluent souvent des passées d'impuretés, dessinant des structures hélicitiques. La matrice comprend du quartz et des muscovites soulignant la schistosité.

Ainsi, l'étude des rares macro- et microstructures observées dans le secteur de Hami met en évidence deux principales déformations. Une première phase est caractérisée par un cisaillement à vergence sud et a pris place dans la partie nord-est du secteur. La deuxième déformation est à vergence nord. Ces deux épisodes tectoniques ne sont pas intenses dans cette région et semblent associés à des conditions de basse température. Les âges de ces deux déformations sont difficiles à déterminer avec précision. Elles ont toutes deux été observées dans les formations dévoniennes et carbonifères. Les grès permien n'ont pas subi de déformation ductile. Il est donc établi que les deux stades sont antérieurs au Permien moyen et postérieurs au Carbonifère moyen. Enfin, un plissement régional à déversement nord a affecté le secteur après le Permien, il aurait été suivi d'une phase compressive cassante tardive (issue de la collision indo-eurasienne probablement).

c) Observations complémentaires au nord de Balikun

La grande plaine de Balikun est localisée au nord de Hami. Trois zones ont été étudiées dans le pourtour de ce bassin. La première a permis l'observation des formations dévoniennes entre Hami et la plaine de Balikun (D sur la figure IV-9). La route passe par le col du Tianshan et mène au village de Koumenzi. Le second secteur concerne la bordure nord-est du bassin. Les formations dévoniennes, carbonifères et ordoviciennes y affleurent (E sur la figure IV-9). Enfin, une coupe sommaire effectuée au nord de Balikun traverse les formations dévono-carbonifères de Dananhu et Jilideneng (F sur la figure IV-9).

Le long de la route menant de Hami à Balikun, les formations dévoniennes sont représentées par des tufs, des clastites et des schistes mylonitiques (planche 29.a). Une schistosité, dont la direction tourne entre le N30 et le N120 en raison d'un plissement important, est sub-parallèle à la stratification peu visible. Une linéation d'allongement bien exprimée dans les mylonites a une direction nord-sud. Les microstructures associées à cette linéation ne sont pas bien développées mais semblent toutefois indiquer un mouvement du bloc supérieur vers le sud, ce qui est en accord avec les observations précédentes.

De nombreux plutons granitiques recoupent les formations tufacées dévoniennes. Ce sont des granodiorites et des granites potassiques apparentés au granite de Batashi de la coupe C (X.B.G.M.R., 1992)(figure IV-16).

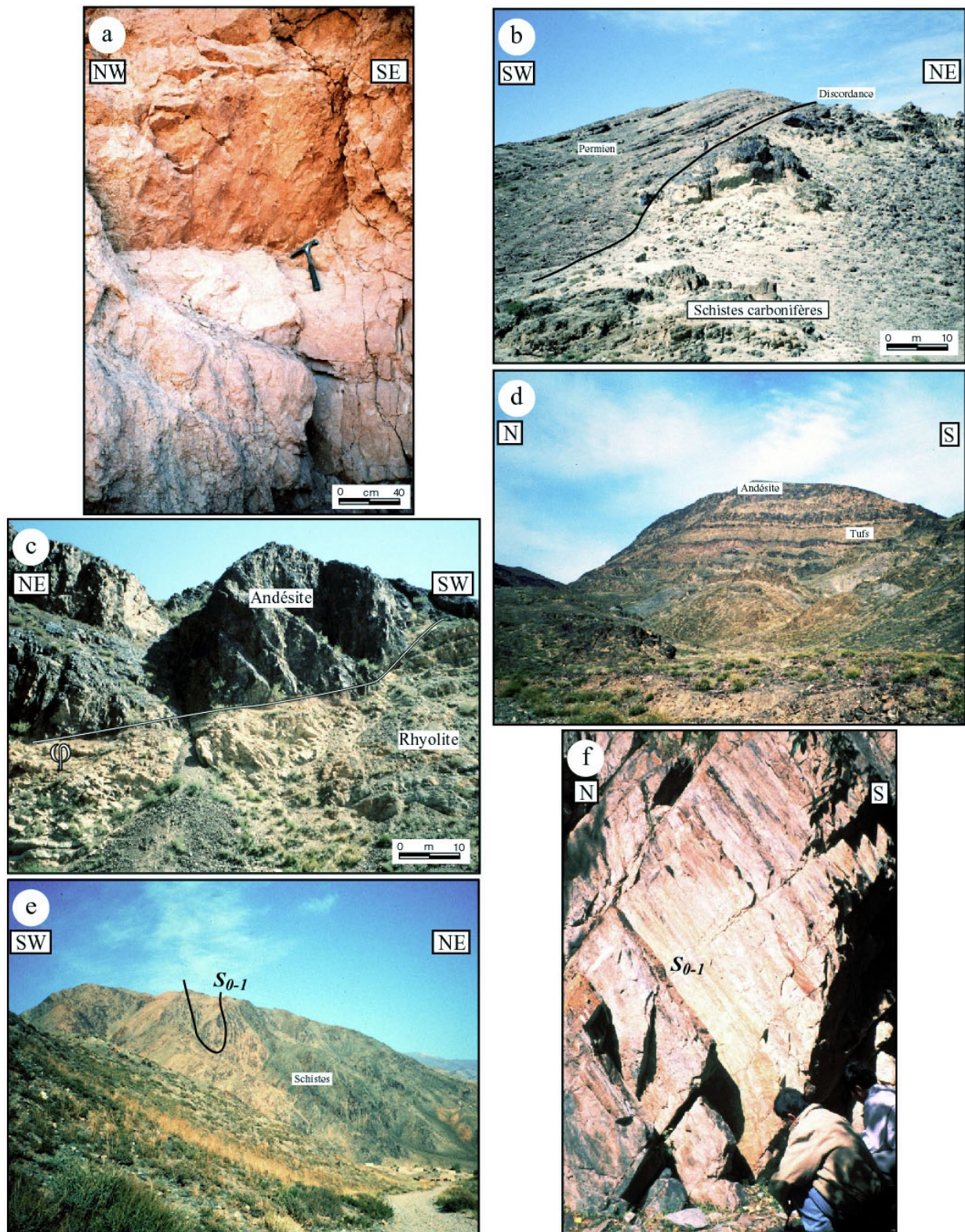


Planche 28 : a) Miroir de faille active quaternaire dans le Miocène continental, coupe C, secteur de Qincheng-Hami ; b) Discordance des grès permien sur les tufs dévono-carbonifères, coupe C et C', secteur de Qincheng-Hami ; c) Contact tectonique entre les volcanites carbonifères et les rhyolites permien, coupe C, secteur de Qincheng-Hami ; d) Succession subhorizontale de tufs rhyolitiques et d'andésites dévono-carbonifères, coupe C, secteur de Qincheng-Hami ; e) Série tufacée schisteuse plissée, village de Nienazai, coupe C, secteur de Qincheng-Hami ; f) Schistes verts de la formation de Dananhu, coupe C, secteur de Qincheng-Hami.

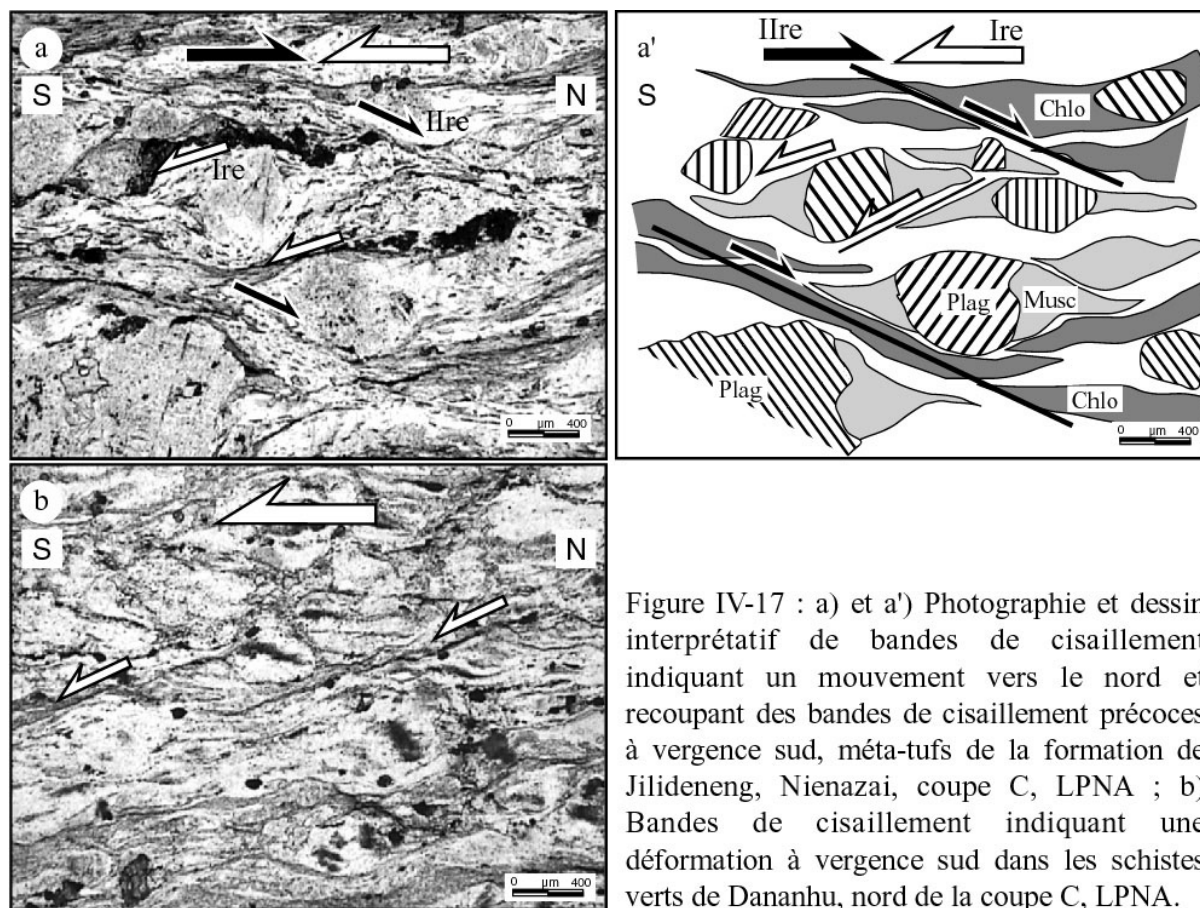


Figure IV-17 : a) et a') Photographie et dessin interprétatif de bandes de cisaillement indiquant un mouvement vers le nord et recoupant des bandes de cisaillement précoces à vergence sud, méta-tufs de la formation de Jilideneng, Nienazai, coupe C, LPNA ; b) Bandes de cisaillement indiquant une déformation à vergence sud dans les schistes verts de Dananhu, nord de la coupe C, LPNA.

Au lieu-dit Miaoergou (entre les points de coordonnées $N43^{\circ}40'27''/E93^{\circ}32'49''$ et $N43^{\circ}42'1''/E93^{\circ}33'22''$, figure IV-18), le Dévonien est caractérisé par des calcaires, des cherts et des grès pélitiques. Les bancs calcaires contiennent des crinoïdes et d'autres fossiles tels que des brachiopodes et des coraux. Ils sont tous recristallisés, ce qui empêche une détermination précise. Ces séries sédimentaires ont une S_0 $N110-70NE$.

Un accident de direction $N100$ sépare le Dévonien de l'Ordovicien au nord-est (planche 29.b). Une zone broyée d'une vingtaine de mètres marque le contact. L'Ordovicien est représenté par des pélites fines de couleur verte intercalées avec des bancs décimétriques de grès.

De nombreux fossiles y ont été trouvés (planche 29.c). Ce sont principalement des trilobites et des brachiopodes que nous avons envoyés au professeur W.T. DEAN de l'université de Cardiff (Angleterre). Malgré la mauvaise conservation des spécimens, il est parvenu à la conclusion que «ces fossiles ont un âge ordovicien moyen à supérieur (avancé sur la base des fragments incomplets de trilobites qui peuvent être rapprochés d'*Isotelus* et *Calyptaulax*). Les brachiopodes strophoménidés sont peu intéressants, mais certains suggèrent un âge Caradoc» (extrait du rapport du professeur W.T. Dean, annexe 4). D'autre part, dans cette région, ces trilobites sont caractéristiques du bloc Sibérie (Zhou and Dean, 1996). L'extrémité nord de la coupe de Miaoergou est constituée de bancs gréseux intercalés avec des bancs massifs de calcaire.

Au nord-est de la plaine de Balikun (F sur la figure IV-9), le Carbonifère inférieur est représenté par des séries détritiques et flyschoides épaisses (planche 29.d) qui affleurent au nord de la coupe F, sous des bancs conglomératiques de plusieurs mètres d'épaisseur (figure IV-20, planche 29.e). Ces derniers comportent des galets décimétriques de chert, shale

charbonneuse, calcaire et quartz. Les flyschs carbonifères sont composés d'une alternance de bancs décimétriques à métriques de grès et de pélites fines. Au sud d'un bassin quaternaire, affleure la formation dévonienne de Dananhu qui est plissée. Un granite tardi-carbonifère la recoupe. Des formations tufacées et grauwakeuses, intercalées dans des pélites composent le Carbonifère inférieur en contact par une faille avec le Dévonien. Le sud de la coupe traverse, après un nouveau granite carbonifère, le Dévonien qui est plissé.

Mis à part le plissement de la formation de Dananhu, dont le déversement n'a pas pu être déterminé, cette région ne présente pas de trace d'une déformation ductile. La schistosité est généralement fruste et aucune linéation n'y est présente. En lame mince, les échantillons ne semblent pas avoir subi de cisaillement significatif dans la mesure où aucun critère asymétrique n'a été observé.

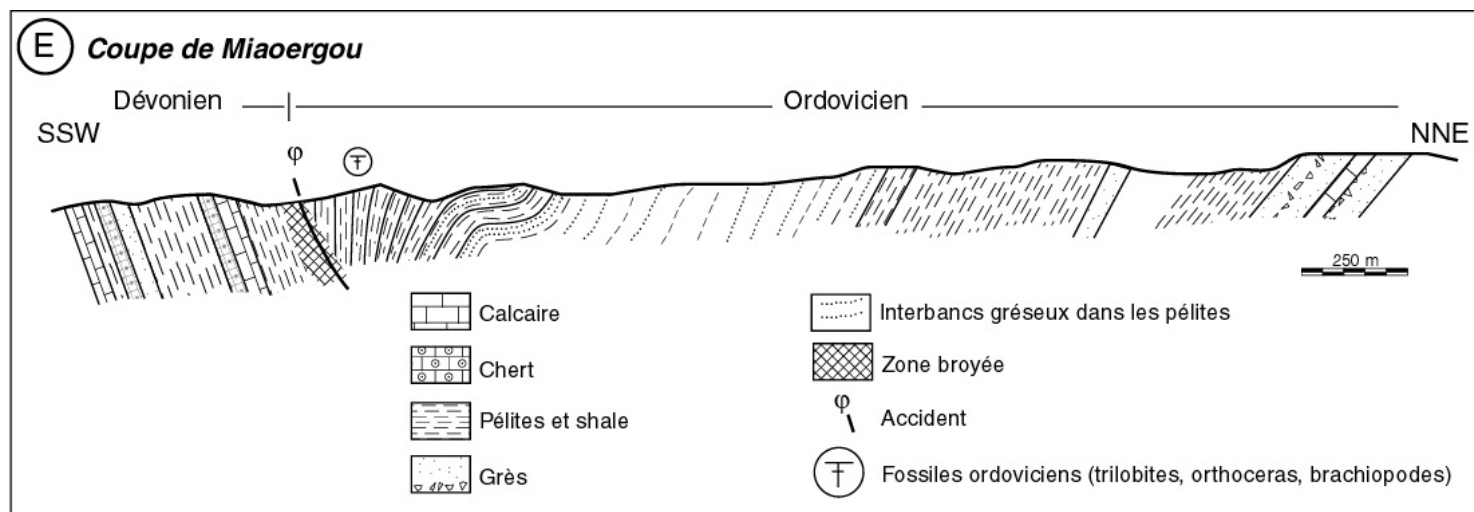


Figure IV-18 : Coupe schématique E des affleurements du lieu-dit Miaoergou, bordure nord-est du bassin de Balikun. Localisation sur la figure IV-9.

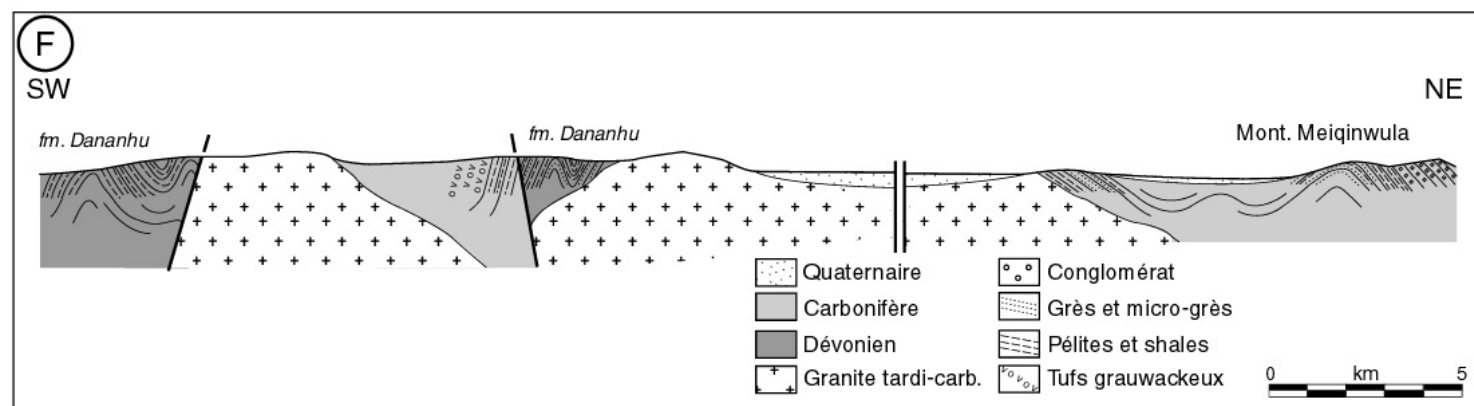
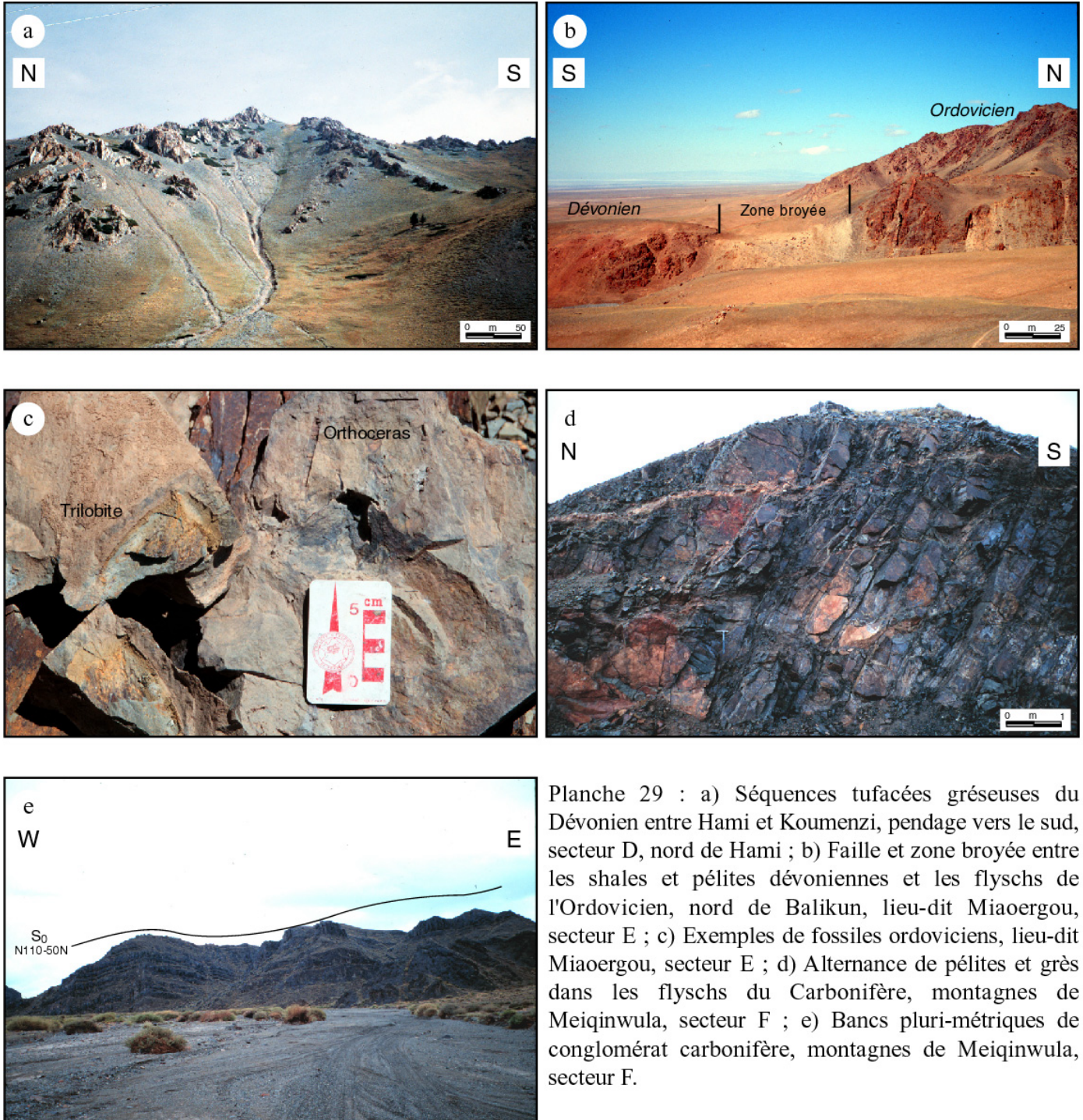


Figure IV-19 : Coupe schématique F des affleurements des formations dévono-carbonifères au nord-est de Balikun, montagnes de Meiqinwula. Localisation sur la figure IV-9.



C. Conclusion sur les structures dans le Tianshan nord

Nous synthétisons ici les résultats concernant les phases de déformation reconnues dans les différents secteurs du Tianshan nord. La carte de la figure IV-20 présente les différentes vergences reconnues dans les trois zones : l'arc de Bogeda, le secteur de Yamansu-Huangshan et le secteur de Qincheng-Hami.

L'étude structurale des macro- et microstructures du secteur de Yamansu-Huangshan et Qincheng-Hami a mis en évidence trois phases de déformation.

- Les critères en lame mince ont montré que la phase précoce est à vergence sud (figure IV-18). Pas exprimée dans la branche sud du Tianshan nord (secteur de Yamansu-Huangshan), elle est localisée le long de la bordure nord-est du bassin de Tu-Ha. Dans le secteur de Qincheng, elle est caractérisée par une intensité décroissante du nord-est vers le sud-ouest. Dans la section de Hami, cette déformation est associée à des bandes de cisaillement recoupées par des critères montrant une cinématique vers le nord. Ceci confirme l'antériorité de cette déformation à vergence sud par rapport à la déformation vers le nord observée dans tout le Tianshan nord. Dans ce secteur, elle est également plus importante au nord-est qu'au sud-est. Dans la mesure où la déformation à vergence sud est localisée sur la bordure nord-est du Tianshan nord et qu'elle n'a pas été clairement mise en évidence dans la partie centro-occidentale du Tianshan, nous la nommerons D3¹. Elle affecte les formations de Jilideneng et de Dananhu, c'est-à-dire des formations d'âge Dévonien moyen à Carbonifère inférieur. Elle n'a pas été reconnue dans les séries plus récentes. Nous verrons dans le chapitre 3 que D3¹ peut être comparée à la déformation à vergence sud qui a pris place dans le secteur de Kelameili lors de la mise en place des ophiolites datées du Dévonien supérieur-Carbonifère inférieur. Ainsi, elle peut être issue de la collision entre le bloc du Junggar et la marge sud du bloc Sibérie (appelée aussi Ceinture plissée mongole). Dans la mesure où des fossiles ordoviciens caractéristiques de la Sibérie ont été trouvés au nord de Balikun, nous pouvons effectivement penser que la frontière entre les deux blocs, Junggar et Sibérie, est proche, même si elle n'a pas été clairement mise en évidence.

- A partir des observations effectuées dans la partie médiane de l'arc de Bogeda et dans la zone sud du Tianshan nord, nous pouvons conclure que le Tianshan a subi une phase régionale ductile-fragile à vergence nord (figure IV-18) dont l'âge est probablement Carbonifère moyen terminal en raison de la discordance du Carbonifère supérieur dans la coupe de Gaogundaban. Appelée D3 en comparaison avec la phase tardi-carbonifère mise en évidence dans le Tianshan centro-occidental, elle est associée à une mylonitisation « froide » des roches près du contact principal de la coupe de Mulei. En s'éloignant du contact, la schistosité devient plan axial des plis à déversement nord puis devient très fruste et finit par ne plus être visible. A Gaogundaban, cette déformation D3 est moins bien exprimée mais les plis, décamétriques et métriques, indiquent systématiquement un déversement nord.

Dans le secteur est du Tianshan nord, une déformation similaire est mise en évidence dans les secteurs de Yamansu-Huangshan et de Hami. Bien exprimée au sud, elle y est associée à des conditions de température supérieure à celles observées dans l'arc de Bogeda. Nous pouvons donc penser que cette déformation, D3, voit son intensité décroître du sud vers le nord et de l'est vers l'ouest. En effet, à Hami, la déformation à vergence nord est mal exprimée alors qu'au sud du bassin de Tu-Ha, elle est pénétrative et associée à la cristallisation de muscovite. D3 peut donc avoir été initiée au sud de manière ductile et s'être propagée vers le nord-ouest en acquérant un caractère fragile. Dans la coupe de Hami, nous avons vu que les bandes de cisaillement relatives à D3

recoupent les critères issus de D3¹. De plus, D3 est reconnue dans des formations dont les âges vont du Dévonien moyen au Carbonifère moyen. Le Carbonifère supérieur observé à Gaoguandaban et Mulei ne semble pas affecté par D3. L'âge de D3 pourrait donc être compris entre le Carbonifère moyen et le Carbonifère supérieur.

- La phase D4 a été observée dans le secteur de Huangshan et à Qincheng. Dans le premier secteur, les critères montrent un sens dextre. Dans la partie II de ce mémoire, nous avons vu également qu'une déformation senestre de moyenne à haute température a affecté la branche sud du Tianshan nord. Son âge n'a pas été déterminé, mais elle est supposée antérieure ou contemporaine de la phase dextre datée à 290 Ma. A Qincheng, dans un granite tardi-carbonifère syn-tectonique, les structures sont senestres le long de couloirs cisailés hectométriques de direction N120. Ce décrochement peut être du même âge que la déformation senestre qui a pris place le long de la grande zone cisailée d'Erqishi située au nord et qui a la même direction.

Une phase tardive (postérieure au Carbonifère supérieur) à vergence nord a affecté l'arc de Bogeda sous la forme de grands plis kilométriques. A l'ouest, dans la coupe de Xiaobu, une déformation plicative à vergence sud a été observée. Ne pouvant contraindre son âge, nous préférons rester prudents quant à sa position dans l'histoire du Tianshan nord. Enfin, une déformation extensive récente est responsable de la formation de failles normales dans tout l'arc.

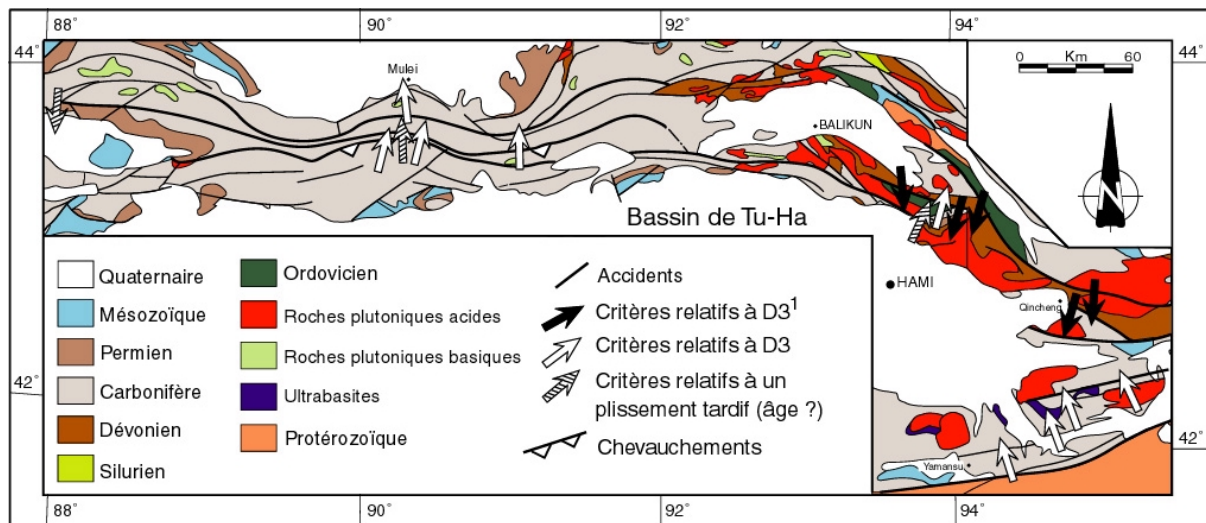


Figure IV-20 : Carte synthétique des vergences relatives aux déformations ayant été reconnues dans le Tianshan nord. La phase D4, étudiée dans la partie II, n'est pas représentée. Le fond géologique est modifié d'après the Geological map of Xinjiang Uygur Autonomous Region, scale 1:2,000,000 (X.B.G.M.R., 1992) et des scènes Landsat au 1:200,000.

D. Etude géochimique préliminaire des volcanites du Tianshan nord

Dans le but de caractériser le volcanisme carbonifère du Tianshan nord, nous avons effectué des analyses géochimiques en collaboration avec l'université de Nanjing. Ainsi, deux séries d'échantillons ont été prélevées dans les régions de Mulei, Xiaobu, Yamansu-Huangshan et Qincheng. Toutes sont supposées être des basaltes, andésites et rhyolites carbonifères.

La première série a été analysée au CRPG de Nancy, ce sont les échantillons de basaltes TS82, TS125, TS140, TS457, TS459 et TS460 et l'andésite TS97 (voir annexe 1 pour les localisations et annexe 3 pour les résultats d'analyse). La deuxième série, qui comporte les échantillons de basaltes et andésites Q2, Q9, Q13, Q13b, Q16, Q19, Q27, ainsi que les rhyolites C46, C51, Q14 et Q15, a été analysée à Nanjing (voir annexe 3 pour les résultats d'analyse).

Les basaltes sont composés d'une mésostase microlitique (40 à 60%). Cette mésostase contient, dans certains échantillons, des petits cristaux d'augite (e.g. échantillon TS140, annexe 2). Des phénocristaux de feldspaths (albitisés) et d'augite (moins ferrifère que dans la mésostase) sont parfois présents (annexe 2 pour les échantillons TS125 et TS140). La cristallisation d'épidote et de clinozoïsite peut indiquer une altération tardive. Ceci est confirmé par les teneurs très variables en alcalins. Dans tous les échantillons, les feldspaths présentent les traces d'une albitisation importante (annexe 2 pour les échantillons TS82, TS97, TS125 et TS140).

Les échantillons ont des teneurs en SiO_2 variant de 77% (rhyolite) à 43% (basalte) (annexe 3). Leurs teneurs en Na_2O et K_2O varient de façon importante. Les analyses géochimiques des éléments majeurs reportées dans le diagramme SiO_2 vs $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$, de même dans le diagramme SiO_2 vs K_2O , ne montrant aucune lignée particulière, nous avons utilisé le diagramme de Jensen and Pyke (1982) pour leur nomenclature (figure IV-21). Les variations importantes des teneurs en alcalins peuvent être caractéristiques d'une remobilisation des alcalins lors du métamorphisme régional dans le faciès schistes verts, et lors d'un lessivage important des volcanites.

Les analyses indiquent une nature calco-alcaline continue, allant des basaltes aux rhyolites. La projection des analyses présentées dans cette étude dans le diagramme AFM (Irvine and Baragar, 1971) confirme la tendance calco-alcaline des volcanites (figure IV-22). Les analyses disponibles dans la littérature (e.g. Gao, et al., 1998; Ma, et al., 1993) soulignent la même tendance avec toutefois une nuance concernant les résultats de Ma et al. (1993) qui pointent à la limite des deux champs.

Cette nature calco-alcaline correspond assez bien avec l'hypothèse de l'existence d'un socle continental sous les formations volcaniques de l'arc du Tianshan nord.

La projection des teneurs en éléments incompatibles pour les échantillons analysés à Nancy dans le diagramme étendu normalisé à la chondrite (Sun and McDonough, 1989) est présentée sur la figure IV-23. Les spectres montrent : un enrichissement global par rapport à la chondrite ; une anomalie négative importante du Rb, très mobile en solution aqueuse ; des anomalies négatives en Nb, Ta et Zr montrent une signature d'arc ; une anomalie positive en Sr (très marquée dans les échantillons TS457, TS140, TS125 et TS97) indique qu'un liquide s'est probablement fractionné. Les anomalies négatives importantes en Ta et Nb indiquent également un volcanisme d'arc et une nature calco-alcaline franche. L'anomalie positive en Sr de certains échantillons et négative en Zr tendent à le confirmer.

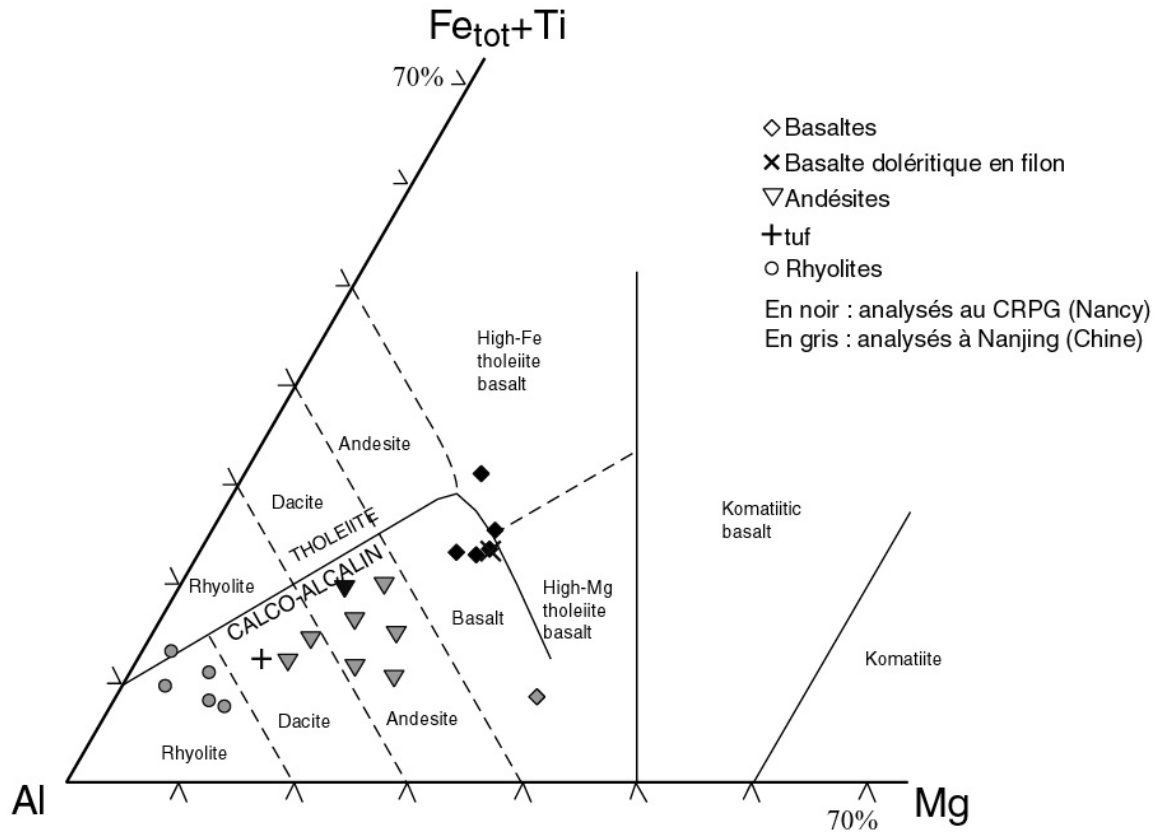


Figure IV- 21 : Classification des volcanites de Bogeda et du Tianshan nord par rapport à leurs pourcentages cationiques en Al, (Fetot+Ti) et Mg (Jensen and Pyke, 1982).

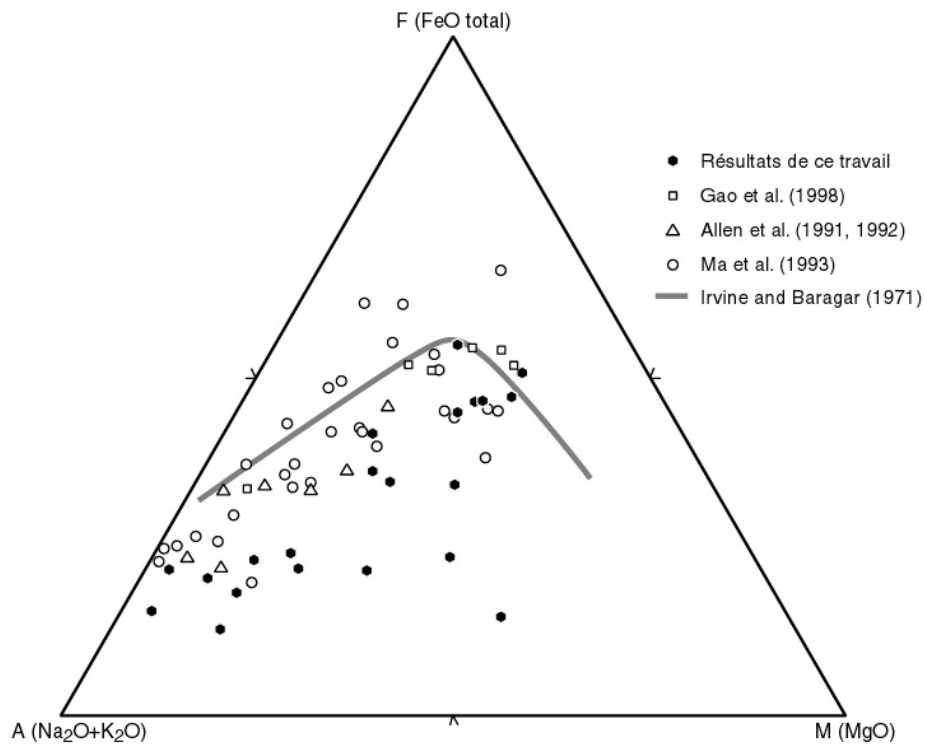


Figure IV-22 : Diagrammes AFM des formations volcaniques du Tianshan nord. Les analyses géochimiques de cette étude sont comparées aux données géochimiques de la bibliographie.

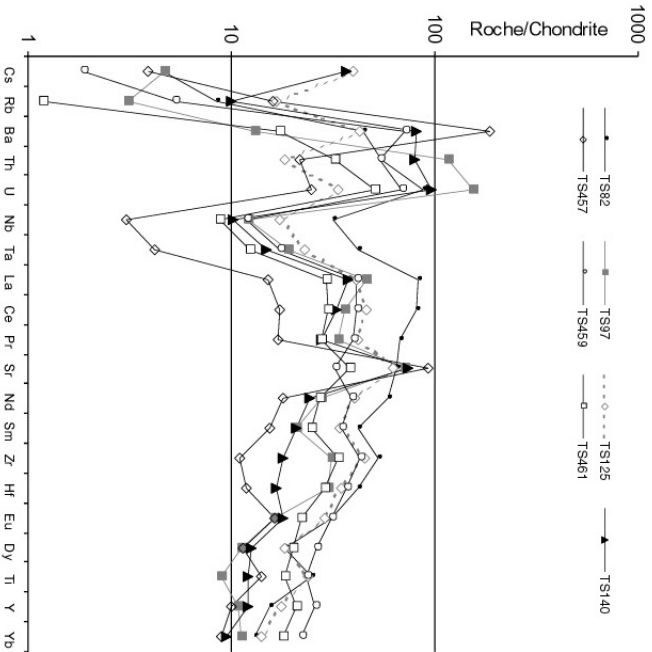


Figure IV-23 : Diagramme étendu aux éléments incompatibles des basaltes (trait noir), de l'andésite (trait gris continu) et du basalte doléritique en filon (trait gris discontinu) analysés au CRPG (Nancy) et des analyses effectuées à Nanjing pour les formations de l'arc carbonifère du Tianshan nord. Normalisation à C1 (Sun and McDonough, 1989).

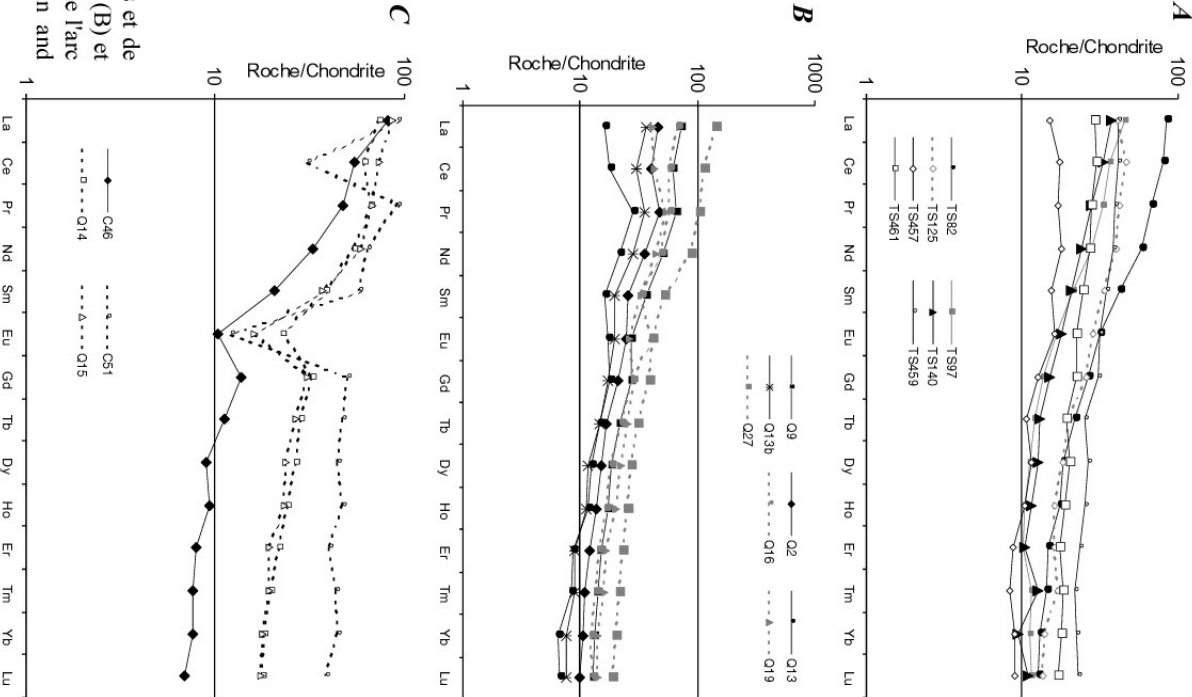


Figure IV-24 : Profils des terres rares (REE) des basaltes et de l'andésite analysés au CRPG (A), des basaltes et andésites (B) et des rhyolites (C) analysés à Nanjing pour les formations de l'arc carbonifère du Tianshan nord. Normalisation à C1 (Sun and McDonough, 1989).

La distribution des terres rares normalisées à la chondrite (Sun and McDonough, 1989) semble montrer deux sources différentes (figure IV-24.A). La première source est représentée par les échantillons TS82, TS97, TS125 et TS140. Un enrichissement en LILE est caractérisé par ces quatre spectres. La seconde est soulignée par les tracés des échantillons TS457, TS459 et TS461 qui montrent des spectres plats parallèles, significatifs d'une même source. Il se trouve que ces trois derniers échantillons proviennent de la coupe de Xiaobu, à l'ouest de l'arc de Bogeda. Il est possible qu'un volcanisme légèrement différent y ait eu lieu. Les échantillons analysés à Nanjing sont présentés sur deux diagrammes. Le premier concerne les tracés des andésites (figure IV-24.B). Ils montrent tous un enrichissement en terres rares légères et ils sont parfaitement similaires. Dans le second diagramme, les rhyolites ont des spectres qui indiquent une anomalie en Eu (figure IV-24.C). Cette dernière est due au fractionnement des feldspaths.

Enfin, nous avons projeté les résultats obtenus à Nancy dans deux diagrammes ternaires discriminants afin d'essayer de caractériser les contextes géodynamiques de formation des volcanites (figures IV-25 et IV-26). Dans le triangle La/10-Y/15-Nb/8 (Cabanis et Lecolle, 1989), deux pôles se distinguent. Trois échantillons (TS457, TS459 et TS461) pointent dans le champs des tholéites continentales d'arrière-arc. Ceci tend à confirmer la différence observée pour les spectres des REE. Il y aurait donc eu un volcanisme d'arrière-arc (ou tout du moins continental) dans l'ouest de Bogeda. Deux hypothèses peuvent être avancées : soit les échantillons ne sont pas d'âge Carbonifère mais Permien, ce qui est envisageable dans la mesure où les datations manquent à l'ouest de l'arc de Bogeda ; soit un volcanisme arrière-arc tholéitique a eu lieu localement dans le Tianshan nord. Nos analyses ne permettent pas de trancher de manière certaine. Les quatre autres échantillons confirment quant à eux le caractère calco-alcalin du volcanisme Carbonifère. Ils proviennent de la branche sud et est du Tianshan nord, plus précisément des secteurs de Yamansu-Huangshan et Qincheng.

La diagramme ternaire Th-3Tb-2Ta (Cabanis et Thiéblemont, 1988) de la figure IV-26 montre des résultats plus nuancés. Les trois échantillons du Bogeda ouest pointent dans le champs des tholéites d'arc, ce qui, dans ce cas, concorde bien avec le volcanisme carbonifère du Tianshan nord. Un échantillon se trouve dans le champs des séries de bassins avant ou arrière-arc immature et un autre dans le champs des tholéites continentales au sens large. Nous n'expliquons pas ces deux derniers points. Enfin deux résultats confirment la nature calco-alcaline du volcanisme dans le Tianshan nord.

Ces analyses constituent un travail préliminaire. Une étude géochimique plus systématique et des datations précises sont nécessaires afin de pouvoir caractériser avec précision le volcanisme carbonifère du Tianshan.

Toutefois, certains caractères géochimiques apportent des confirmations sur le socle présumé continental de l'arc et sur la nature calco-alcaline du volcanisme.

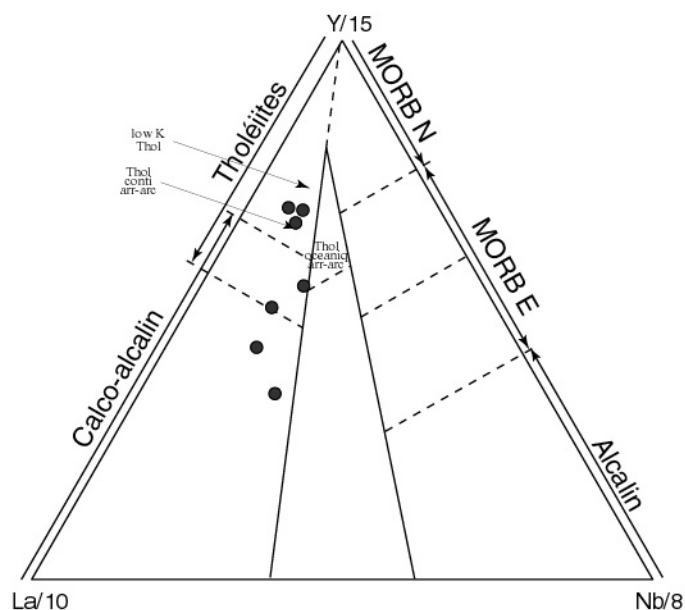


Figure IV-25 : Diagramme géotectonique discriminant La/10 - Y/15 - Nb/8 pour les volcanites basiques et intermédiaires du Tianshan nord (Cabanis et Lecolle, 1989).

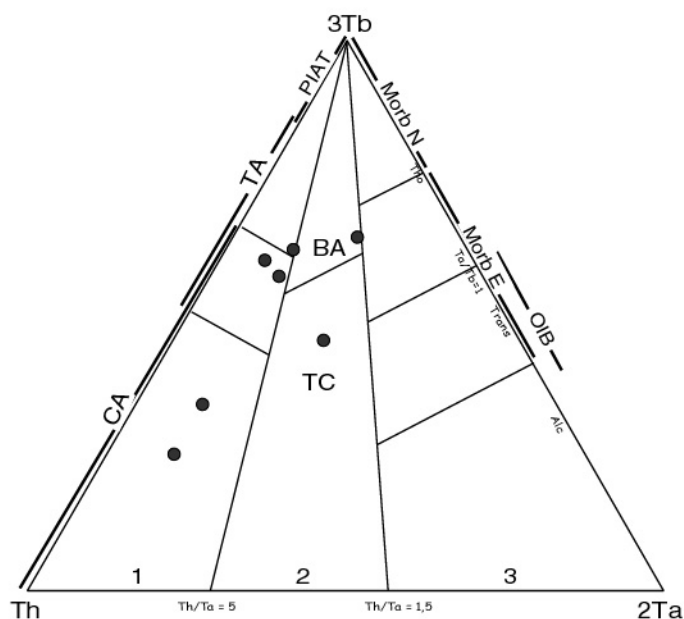


Figure IV-26 : Diagramme Th-3Tb-2Ta (Cabanis et Thiéblemont, 1988).

1: séries orogéniques (CA: domaine calco-alcalin ; TA: Tholéiites d'arc ; PIAT: Tholéiites d'arc primitives) ; 2 : série "intermédiaire" (BA: séries des bassins avant-arc et arrière-arc immatures ; TC: Tholéiites continentales au sens large) ; 3 : séries anorogéniques (Tho : basaltes tholéiitiques comprenant les N-MORB et certains E-MORB ; Trans : basaltes transitionnels comprenant les E-MORB et la plupart des basaltes des îles océaniques (OIB) ; Alc : basaltes alcalins des îles océaniques et des domaines continentaux).

Chapitre 2 : L'extrémité orientale du Tianshan : la région de Hongliuhe-Weiya

La région de Hongliuhe-Weiya est localisée à l'extrême est de la chaîne du Tianshan (figure IV-27). A la frontière entre la province du Gansu et la province du Xinjiang, le lieu-dit Hongliuhe (il ne s'y trouve qu'une station météorologique) est situé à $41^{\circ}32'03''\text{N}$ et $94^{\circ}43'53''\text{E}$ dans l'unité du Tianshan sud. Le village de Weiya ($N41^{\circ}47'03''/E94^{\circ}21'18''$) est localisé à la limite nord du Tianshan central. Le relief de cette région est peu prononcé, même si les altitudes moyennes sont de plus de 1000m.

Trois coupes permettent la description des structures et formations caractéristiques du Tianshan sud et du Tianshan central. Les coupes A et B traversent les flyschs siluriens, les marbres siniens et cambriens (planche 30.a) et le mélange ophiolitique du Tianshan sud (figure IV-27). La coupe C, effectuée dans les formations ordoviciennes et protérozoïques du Tianshan central est complétée par des observations dispersées.

Après la description des deux secteurs, Hongliuhe et Weiya, nous présenterons les principales structures observées dans cette région.

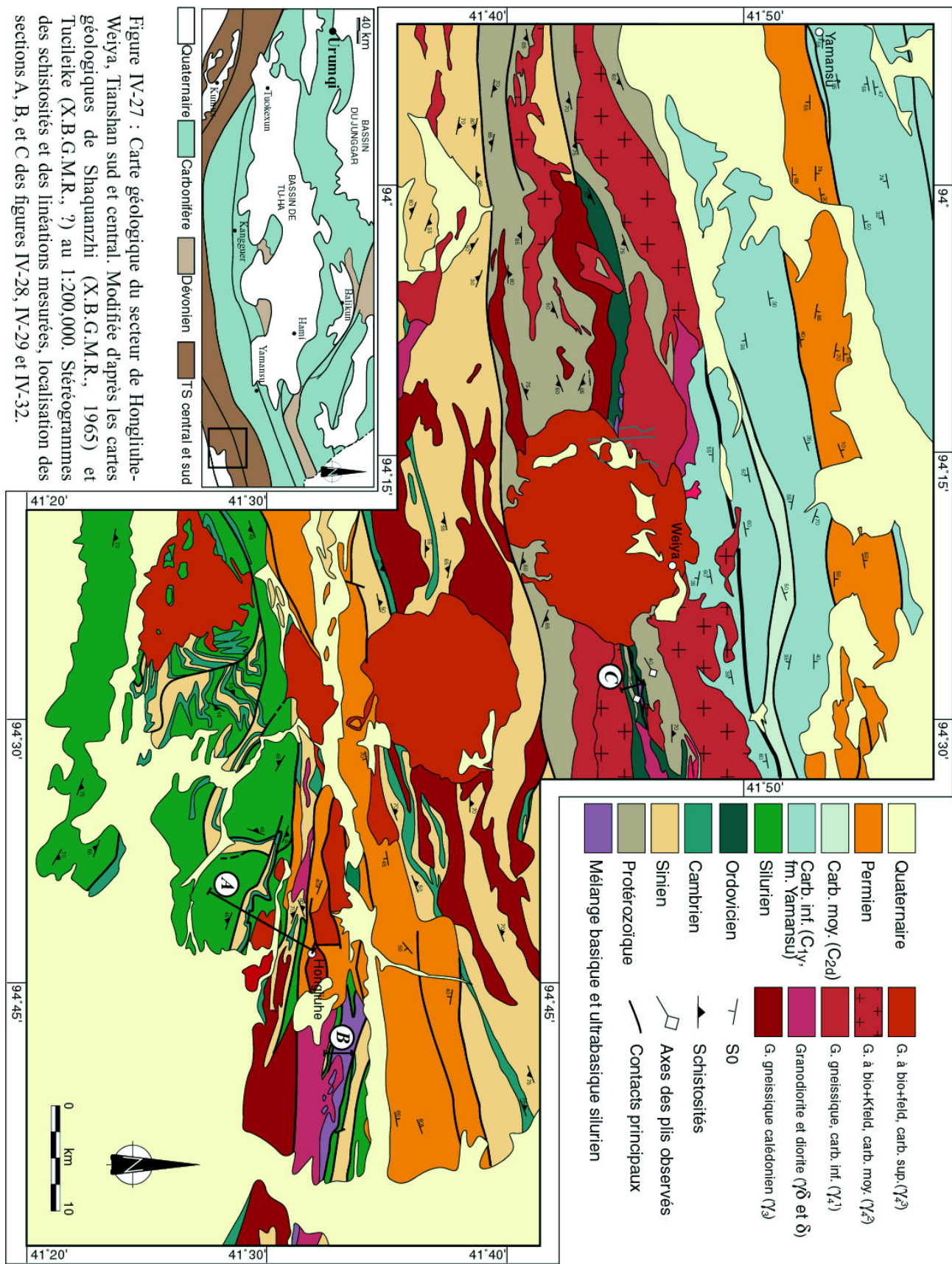
A. Le Tianshan sud : le secteur de Hongliuhe

La coupe A est située au sud-ouest de Hongliuhe (figure IV-27). Elle commence dans le Silurien au point de coordonnées $N41^{\circ}25'48''/E94^{\circ}41'42''$ et se termine dans le granite tardi-paléozoïque de Hongliuhe. La coupe B traverse, du sud vers le nord, les marbres siniens et cambriens puis un mélange à blocs basiques et ultrabasiques (figure IV-27). Elle est localisée à l'est de Hongliuhe, entre les points $N41^{\circ}32'10''/E94^{\circ}49'5''$ et $N41^{\circ}33'22''/E94^{\circ}49'26''$.

1) La coupe A (figure IV-28)

La coupe A permet l'observation des formations siniennes à siluriennes, peu métamorphiques (schistes verts au maximum) qui sont représentées par : des marbres siniens (rouges, silicifiés) en bancs décimétriques à métriques qui sont plissés ; des marbres (gris), pélites et grès (noirs et fins) cambriens, concordant avec le Sinien sous-jacent ; le Silurien, qui affleure sur de grandes surfaces, est constitué à la base d'un conglomérat à blocs calcaires (supposés d'âge Cambrien) et à galets de quartz, grès, shale et granite. Ces conglomérats sont intercalés avec des schistes gréseux et pélitiques. L'Ordovicien n'a pas été observé dans ce secteur, mais comme la base des roches conglomératiques siluriennes n'a pas été observée, nous ne pouvons pas conclure à une lacune sédimentaire.

En remontant la série silurienne, les conglomérats disparaissent au profit des pélites et grès dans lesquels des passées tufacées et grauwackeuses sont présentes. Sur certains affleurements, le Silurien comporte des calcaires massifs et des coulées andésitiques qui sont peu abondantes. Dans la moitié sud de la coupe A, les formations siluriennes sont représentées par de grandes séries plissées de grès et pélites dans lesquelles des blocs de gabbro et de marbre sont inclus. Cet ensemble ressemble à l'olistostrome silurien observé dans la partie centro-occidentale du Tianshan.



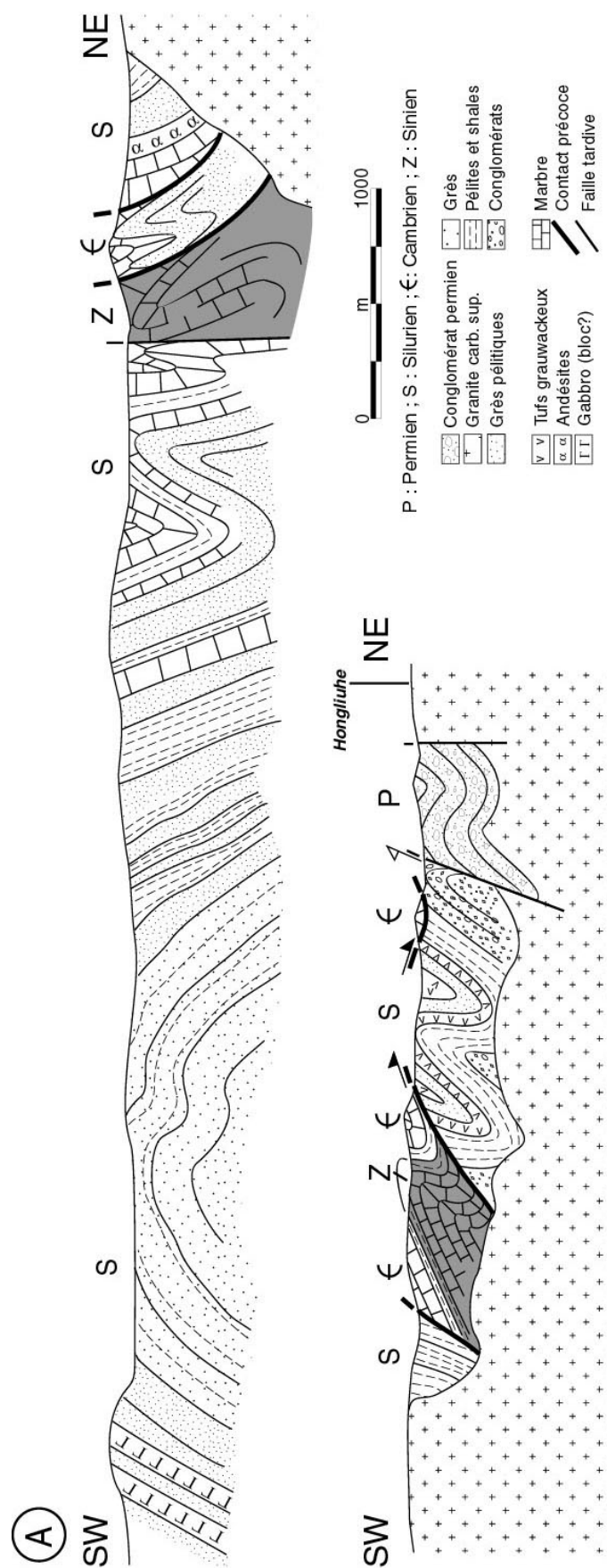


Figure IV-28 : Coupe schématique des affleurements du segment A dans les formations du Tianshan sud, secteur de Hongliuhe, localisation sur la figure IV-27.

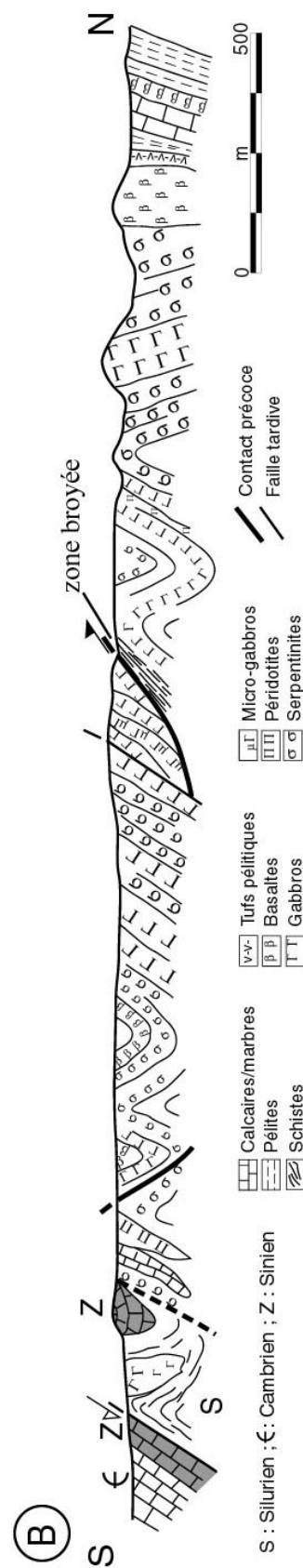


Figure IV-29 : Coupe schématique des affleurements du segment B dans les formations basiques et ultrabasiques du Tianshan sud, secteur est de Hongliuhe, localisation sur la figure IV-27.

Du sud vers le nord, la coupe A traverse les flyschs pélitiques du Silurien. Métamorphisés dans le faciès schistes verts, ils contiennent des interstratifications de calcaire, d'ardoise et de grès. Des blocs de gabbro altéré sont aussi présents au sud. Des affleurements localisés plus à l'ouest montrent que les schistes contiennent de nombreux blocs de calcaires et marbres massifs ou en plaquettes dont les âges sont cambriens et siniens. La figure IV-30 et la planche 30.b présentent une coupe interprétative et une photographie panoramique d'un affleurement isolé (N41°26'1''/E94°27'54'). Des blocs de marbres siniens et cambriens sont inclus dans les schistes verts pélitico-gréseux du Silurien. La S_0 des marbres peut être oblique par rapport à la schistosité des flyschs ce qui confirme le caractère exotique des blocs. A l'inverse, l'allongement maximum des olistolithes est généralement parallèle à cette schistosité.

Les calcaires siluriens sont mis en contact avec les marbres plissés siniens par une faille subverticale orientée est-ouest. Des marbres et grès cambriens puis siluriens sont successivement observés. Deux contacts limitent ces écaillés. Ils pendent au nord-est d'un angle variant de 50 à 70°. Un pluton granitique, cartographié comme étant d'âge Carbonifère supérieur, recoupe toutes les formations du paléozoïque inférieur. A l'instar du Tianshan centro-occidental, il contraint l'âge Dévonien-Carbonifère moyen des structures.

Au nord-est du pluton, le Silurien pélitique affleure sur 500 m environ. Un accident à pendage sud-ouest le met en contact avec les calcaires et pélites sino-cambriens. Le Sinien est situé au cœur d'un anticlinal déversé au nord et le Cambrien qui le recouvre est concordant. Un contact à pendage sud fait chevaucher les marbres cambriens sur les grès, pélites et tufs siluriens. Une klippe de calcaire, charriée sur les pélites et conglomérats siluriens est par ailleurs visible quelques centaines de mètres plus au nord. Dans le paysage, le contact du Sinien sur les schistes sombres siluriens est très visible (planche 30.c).

Enfin, l'extrémité nord de la coupe est constituée de conglomérats et molasses permien, bordés au nord et au sud par des failles. Un pluton granitique tardi-carbonifère affleure à Hongliuhe.

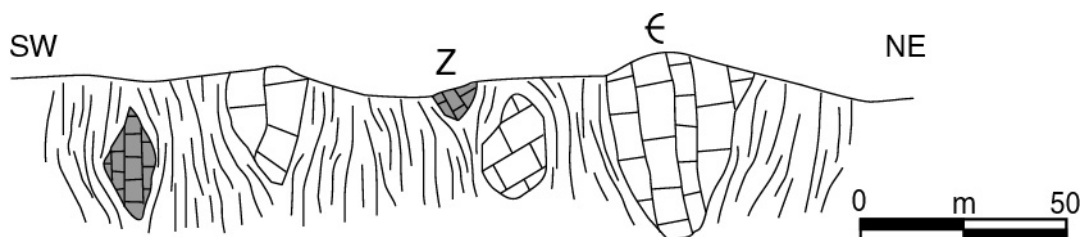


Figure IV-30 : Coupe interprétative dans les schistes verts siluriens contenant des olistolithes de marbres siniens et cambriens. Coordonnées de l'affleurement : N41°26'1''/E94°27'54'.

2) La coupe B (figure IV-29)

Le massif ophiolitique de Hongliuhe affleure sous la forme d'une écaille orientée est-ouest de deux kilomètres de large. Dans le paysage, les roches basiques et ultrabasiques du mélange constituent des reliefs de couleur noire typique (planche 30.d).

La coupe B, présentée sur la figure IV-29, synthétise les observations effectuées le long d'une ligne nord-sud. Au sud, elles débutent dans les calcaires et marbres du Cambrien puis du Sinien. Un accident à pendage sud les sépare d'une unité schisto-pélitique silurienne. Les macrostructures (écaillés de calcite, poissons) présentent sur le miroir de faille et dans l'étroite zone broyée indiquent un jeu normal probablement récent.

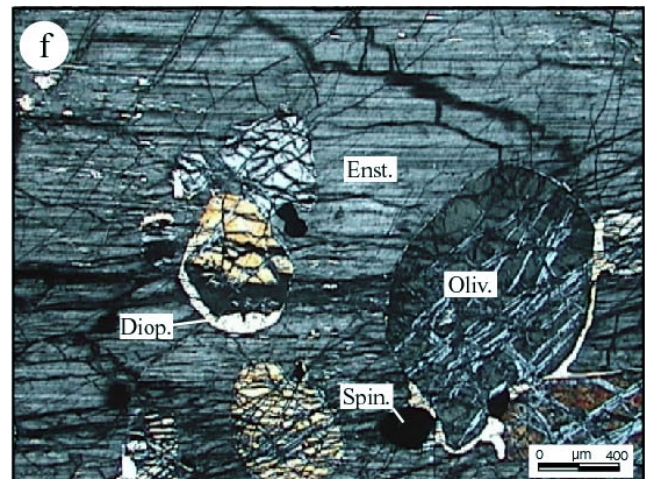
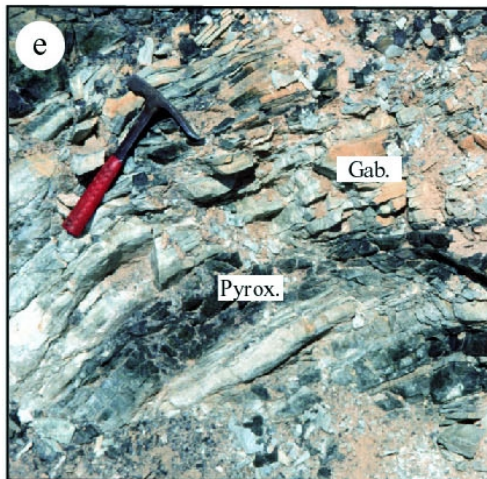
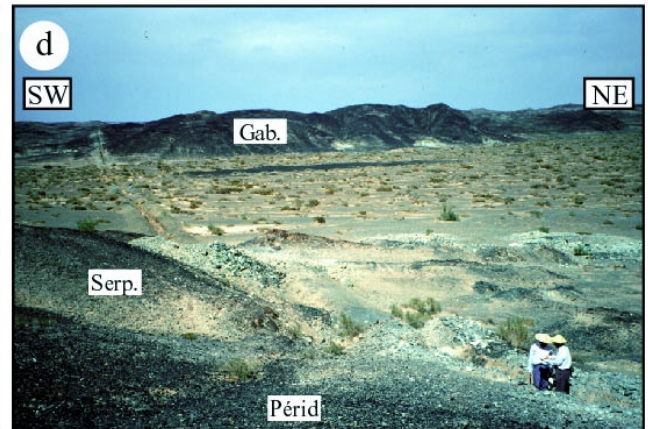
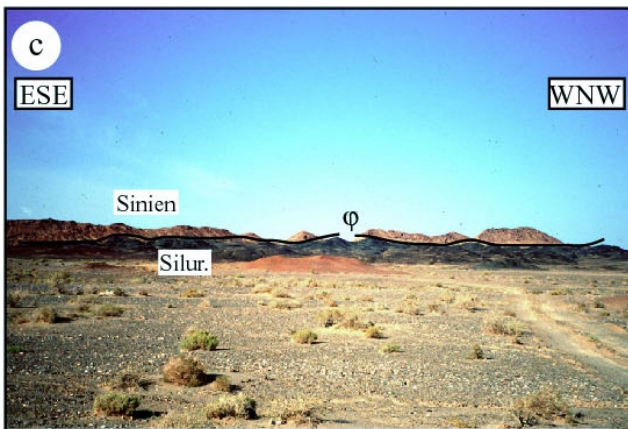
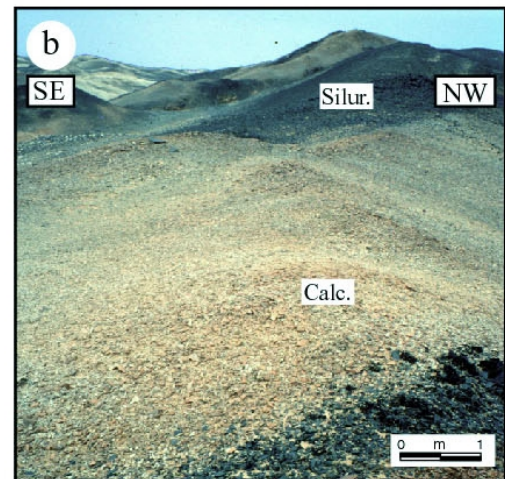
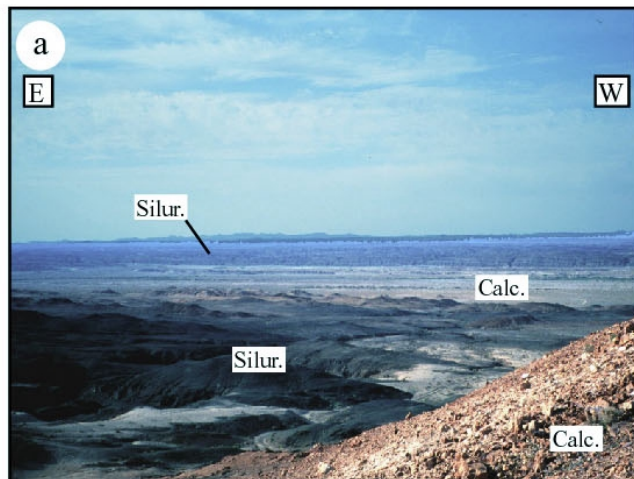


Planche 30 : a) Vue panoramique des schistes flyschoïdes siluriens et des calcaires sinien et/ou cambrien, secteur de Hongliuhe, Tianshan sud ; b) Blocs de calcaire dans les schistes siluriens, secteur de Hongliuhe, Tianshan sud ; c) Vue du chevauchement des calcaires sinien (orange) sur les schistes siluriens (noirs), le contact pend au sud, secteur de Hongliuhe, Tianshan sud ; d) Vue du mélange à blocs basiques et ultrabasiques, secteur de Hongliuhe, Tianshan sud ; e) Cumulat de base composé d'une alternance de gabbro leucocrate et de pyroxénite, secteur de Hongliuhe, Tianshan sud ; f) Lherzolite à enstatite, diopside, olivine et spinelle chromifère, secteur de Hongliuhe, Tianshan sud, LPA.

Les schistes verts siluriens sont plissés et comportent des blocs de gabbro. Des marbres sinien reposent sur les schistes ou sont inclus dans ces schistes (coupe B, figure IV-29).

Au nord des marbres, les formations basiques et ultrabasiques du mélange affleurent sur deux kilomètres environ. Le mélange est composé d'une alternance de basaltes, gabbros, serpentinites et péridotites. L'ensemble est plissé. La matrice semble être constituée de serpentinite, plus ou moins écrasée. Les blocs basiques et ultrabasiques ont des tailles variant entre quelques mètres et plusieurs décamètres. De rares blocs de chert sont également inclus dans le mélange.

Les basaltes sont présents sous forme de blocs homogènes et de basaltes en coussins constituant des «bancs» pluri-métriques. Les gabbros montrent des passées très schistosées («flaser gabbro»). Ils peuvent présenter des textures pegmatoïdes. Des traces de base cumulative sont visibles sur certains affleurements. Elles sont caractérisées par une alternance de pyroxénolite et de gabbro leucocrate (planche 30.e).

Les péridotites sont en blocs, rares, de quelques mètres de large. Elles sont généralement peu altérées. Une lherzolite saine a été analysée à la microsonde électronique (TS52, voir annexe 2 pour les résultats analytiques). En lame mince (planche 30.e) les grandes plages d'enstatite (Opx) et de diopside englobent des olivines cumulatives arrondies (Fo85). Une auréole de diopside (Cpx) est parfois présente à l'interface olivine-Opx. Des spinelles chromifères ont cristallisé avant les olivines et ont une composition de Cr-hercynite. Replacés dans le diagramme de Leblanc et Nicolas (1992), ils indiquent qu'ils se sont formés dans un complexe magmatique stratiforme. La présence de grenat (grossulaire) et de quelques traces de serpentinisation semblent indiquer un début d'altération. Cette péridotite a des caractéristiques géochimiques indiquant qu'elle pourrait s'être formée à des pressions équivalentes à 20kbar et à une profondeur supérieure à 80km.

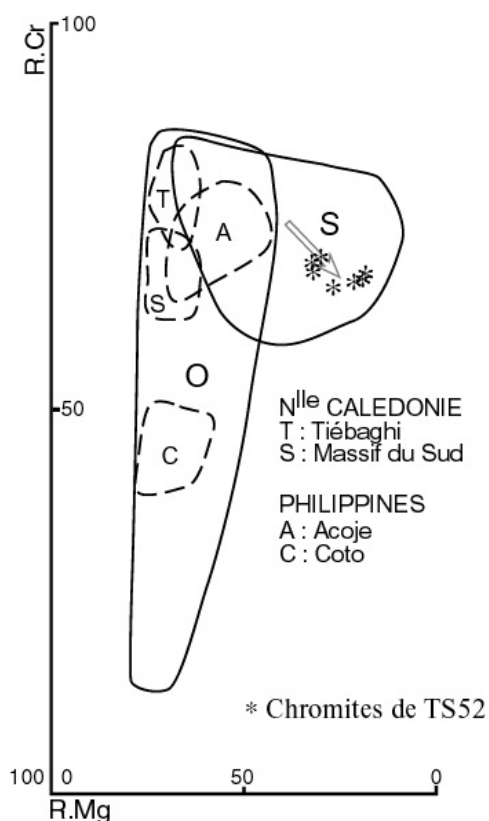


Figure IV-31 : Diagramme rendant compte de la composition des chromites de la lherzolite TS52 (R.Cr soit $100 \times \text{Cr}_2\text{O}_3 / (\text{Cr}_2\text{O}_3 + \text{Al}_2\text{O}_3)$ versus R.Mg soit $100 \times \text{MgO} / (\text{MgO} + \text{FeO}^*)$) (Leblanc et Nicolas, 1992). (O) Champ des chromites ophiolitiques ; (S) Champ des chromites des complexes magmatiques stratiformes où l'évolution magmatique est marquée par la flèche.

L'analyse géochimique de cette péridotite (voire annexe 3 pour les résultats analytiques) révèle une teneur en SiO₂ de 40% et sa composition en REE est appauvrie par rapport à la chondrite. Sa teneur en éléments incompatibles est également appauvrie par rapport aux N-MORB.

Les roches ultrabasiques et basiques sont affectées par une faille récente puis une zone broyée souligne un contact à pendage vers le sud. L'extrémité nord des affleurements est constituée de basaltes massifs, puis de roches volcano-sédimentaires (tufs, pélites et calcaires). Ces dernières peuvent appartenir aux formations siluriennes mais aucun contact entre elles et le mélange serpentineux n'a été observé.

B. Le secteur de Weiya

Le village de Weiya est localisé dans la partie orientale du Tianshan central. Séparé du Tianshan sud par un accident aveugle (supposé décrochant) recouvert par les sédiments permien, l'unité du Tianshan central est séparée des volcanites carbonifères du Tianshan nord par un décrochement régional, étudié dans la partie II.

Les principaux types de roches qui affleurent ici (figure IV-27) sont : le socle protérozoïque qui est composé de gneiss et de marbres (la déformation est importante dans ces formations) ; le Sinien qui est composé lui aussi de marbres ; les formations volcano-sédimentaires ordoviciennes sont composées de grès, pélites et tufs. Il n'a pas été observé de séries purement volcaniques comme dans le Tianshan centro-occidental (cela ne veut pas dire pour autant qu'il n'y ait pas eu de volcanisme à l'Ordovicien dans le Tianshan est). Enfin, des blocs de péridotite, pyroxénite et de granulite sont présents le secteur. Les péridotites affleurent sous la forme d'écailles dans les grès et pélites supposés ordoviciens (figure IV-32). Les roches métamorphiques constituent des enclaves dans les granites tardi-paléozoïques.

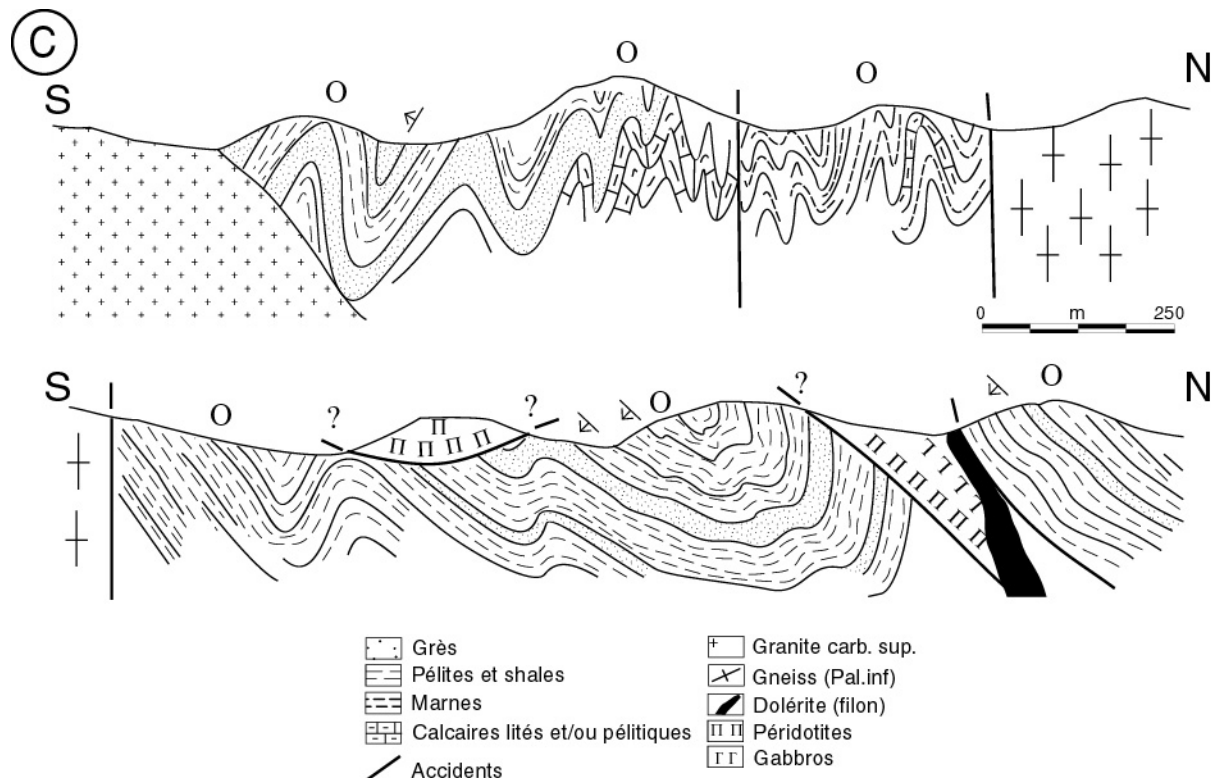


Figure IV-32 : Coupe schématique des affleurements du segment C dans les formations du Tianshan central, secteur de Weiya, localisation sur la figure IV-27.

En raison du faible relief et du peu de routes praticables, une seule coupe «continue» a pu être observée (figure IV-32). Cette section met en évidence deux principales caractéristiques des formations de ce secteur. D'une part, les séries grésopélitiques et marneuses qui constituent l'Ordovicien sont largement plissées (planche 31.a). Le déversement apparent des plis est nord dans la partie sud de la coupe. Il est confirmé par la polarité stratigraphique normale des séries. Dans la partie nord, le déversement apparent est sud, mais les figures sédimentaires (granoclasement principalement) ont montré une polarité inverse, impliquant donc un déversement des plis vers le nord également. Le plissement de l'Ordovicien aurait donc induit le développement d'une structure en «feuille de chêne» dont la tête plongeante est encore préservée. D'autre part, une écaille de roches basiques et ultrabasiques est présente dans l'Ordovicien (planche 31.b). Elle est constituée de péridotite, pyroxénite et gabbro et un filon doléritique la recoupe. Une klippe de péridotite a été charriée sur les pélites. Il n'est pas possible à partir des macrostructures de dire si cette klippe s'est mise en place vers le nord ou vers le sud.

A l'ouest de Weiya, au point de coordonnées N41°45'20''/E94°15'6'', des blocs de pyroxénite (TS62) et de grenatite (TS58) forment des enclaves dans un granite cartographié comme étant d'âge Carbonifère supérieur (planche 31.c). L'échantillon TS62 est un pyroxénite constituée de feldspaths sodiques (An98), de tschermakite et magnésiohornblende (provenant de l'altération d'anciens pyroxènes), d'olivines secondaires (Fo65), de muscovite tardive, et d'oxydes (voir annexe 2 pour les résultats de l'analyse à la microsonde électronique). L'échantillon TS58 est une grenatite composée à 80% de grenat de composition $\text{Gro}_{0,69}\text{Alm}_{0,30}\text{Py}_{0,01}$. De texture poecilitique, le grenat englobe de nombreux cristaux arrondis de diopside, quartz et plagioclase calcique (An93) (voir annexe 2 pour les résultats de l'analyse à la sonde électronique). Un pyroxène calcique est aussi présent de façon plus rare.

Des analyses géochimiques des granulites de Weiya ont été effectuées à Nanjing. Les résultats géochimiques qui sont exposés succinctement ci-dessous ont été publiés dans Shu et al. (1996). Ils suggèrent que les granulites de Weiya sont dérivées de deux protolithes basique et intermédiaire à acide. Les granulites à clinopyroxènes sont caractérisées par un enrichissement en Ca et un appauvrissement en Mg et leur protolithe serait sûrement une tholéite. Les granulites à deux pyroxènes sont marquées par une haute teneur en CaO et de faibles teneurs en Na_2O et K_2O et leur composition est similaire à celle de roches intermédiaires-acides.

La géochimie des terres rares (REE) montre pour les granulites basiques un enrichissement en HREE. La teneur totale en REE est basse (43-62ppm) ce qui est similaire à celle des basaltes de dorsale océanique. Ceci implique que le protolithe de ces granulites ou une partie, dérive d'une chambre magmatique du manteau supérieur ou d'ophiolites. Un enrichissement des LREE et une forte teneur en REE (124-216ppm) suggèrent que le protolithe est dérivé de roches crustales. Enfin, un âge $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur hornblende, dans un gabbro de l'unité basique, a été obtenu en 2000 par Shu Liangshu au laboratoire de Beijing. Cet âge est $434,67 \pm 2,45$ Ma ($r=0,99997$) par isochrone et $432,06 \pm 0,72$ Ma par âge plateau.

C. Etude des structures dans le secteur de Hongliuhe-Weiya

Les formations de cette région sont affectées par une schistosité qui a été peu observée en raison de la nature de l'altération superficielle qui empêche souvent l'observation de roche «fraîche». Toutefois, quelques affleurements ont montré une schistosité plus ou moins bien développée selon la lithologie. Elle a une direction globalement comprise entre le N80 et le N120 et qui pend indifféremment au sud et au nord. Les mesures effectuées sont représentées en carte la figure IV-27, complétant ainsi les données des cartes géologiques de Shaquanzhi et Tucileike.

Cette schistosité est souvent sub-parallèle à la stratification. Par analogie avec le Tianshan centro-occidental, nous nommerons S_{0-2} la schistosité mesurée dans les flyschs siluriens, mais aussi dans les formations antérieures. Elle porte parfois une linéation d'étirement qui montre deux attitudes. La première est de direction moyenne nord-sud. La seconde s'est développée le long des bordures nord et sud du Tianshan central, ainsi que localement dans des couloirs cisailés dans les granites et les formations Protérozoïques et sinienues. Elle est subhorizontale et peut être reliée à la phase décrochante D4. Aucune autre schistosité n'a été mise en évidence.

Les macrostructures sont des plis, d'échelle métrique à kilométrique, et des failles ou chevauchements à pendage sud ou nord. Les premiers montrent différentes géométries indiquant systématiquement un déversement nord si l'on considère la polarité stratigraphique. Par exemple, les plis dans le Silurien et le Sinien de la moitié nord de la coupe A (figure IV-28) et les plis en feuille de chêne dans l'Ordovicien de la coupe C du secteur de Weiya (figure IV-32) indiquent un déversement nord. Dans le secteur de Hongliuhe, les calcaires sinienus constituant une klippe sont affectés par des plis isoclinaux déversés au nord au niveau du contact (planche 31.d). Dans la coupe de Weiya, des plis sub-isoclinaux ont pour plan axial la S_2 , bien développée et verticale dans les niveaux marno-calcaires et pélitiques de l'Ordovicien et/ou du Protérozoïque (figure IV-33.a). En lame mince, le déversement vers le nord des plis retournés est confirmé par la relation géométrique entre la S_{0-2} , la S_0 et la polarité stratigraphique (figure IV-33.b). Dans ces mêmes séries ordoviciennes, le développement de plis disharmoniques centimétriques à la charnière de plis décimétriques et métriques peut être observé (figure IV-33.c).

Les contacts sont de deux types. Des failles fragiles affectent toutes les formations. Quelques-unes comportent des structures (poissons, écailles de calcite sur le plan de faille) qui permettent la détermination d'un sens de mouvement. La faille séparant le Silurien du Permien sur la coupe A montre ainsi un jeu inverse. Sur la coupe, le contact entre le Sinien et le mélange silurien semble pour sa part avoir joué tardivement en faille normale.

Les principales structures tangentielles ductiles sont avares de macrostructures permettant la mise en évidence d'un sens de mouvement. Les contacts sont étroits et les zones broyées invisibles. Toutefois, à proximité de certains contacts, les roches qui ont développé la S_{0-2} (ou S_2) et une linéation d'allongement peuvent avoir enregistré la déformation cisailante. Ainsi, dans des grès tufacés siluriens situés sous le contact de la planche 30.c, des bandes de cisaillement de chlorite indiquent une vergence nord (planche 31.e). Dans un grès ordovicien du sud de la coupe C, la schistosité porte également une linéation nord-sud. Les microstructures associées sont des bandes de cisaillement soulignée par de la calcite et de la chlorite. La déformation y est à vergence nord.

Le secteur de Hongliuhe-Weiya est beaucoup plus avare en structures et microstructures que les secteurs du Tianshan ouest. En raison de la qualité médiocre des affleurements, et peut-être d'une faible intensité des déformations, les structures sont rares et difficilement interprétables. Toutefois, nous avons mis en évidence une phase de déformation à vergence nord de basse température. Ses structures semblent mieux préservées dans le secteur du Tianshan sud (Hongliuhe) que dans le Tianshan central où de nombreux plutons tardi-paléozoïques ont recoupé les formations. Cette déformation sera comparée à la déformation D2 décrite à l'ouest. Les contraintes chronologiques sont : la discordance du Carbonifère inférieur (formation de Yamansu) du Tianshan nord, qui recouvre les formations protérozoïques et ordoviciennes au nord du Tianshan central (au nord de Weiya, figure IV-27) ; les granites du Carbonifère inférieur qui recoupent les structures n'ont subi qu'une déformation décrochante ; enfin, le Silurien est affecté par cette déformation à vergence nord.

Une déformation à vergence nord (D2) a donc structuré le Tianshan oriental entre la fin du Silurien et le Carbonifère inférieur qui n'est pas déformé par cette phase. La phase décrochante D4 a été reconnue dans certaines formations et montre un mouvement dextre bien exprimé qui aurait été précédé par une phase senestre de moyenne à haute température (voir Partie II). Le Permien plissé et les failles fragiles normales et inverses montrent qu'une déformation (ou des déformations) tardive a eu lieu dans cette région

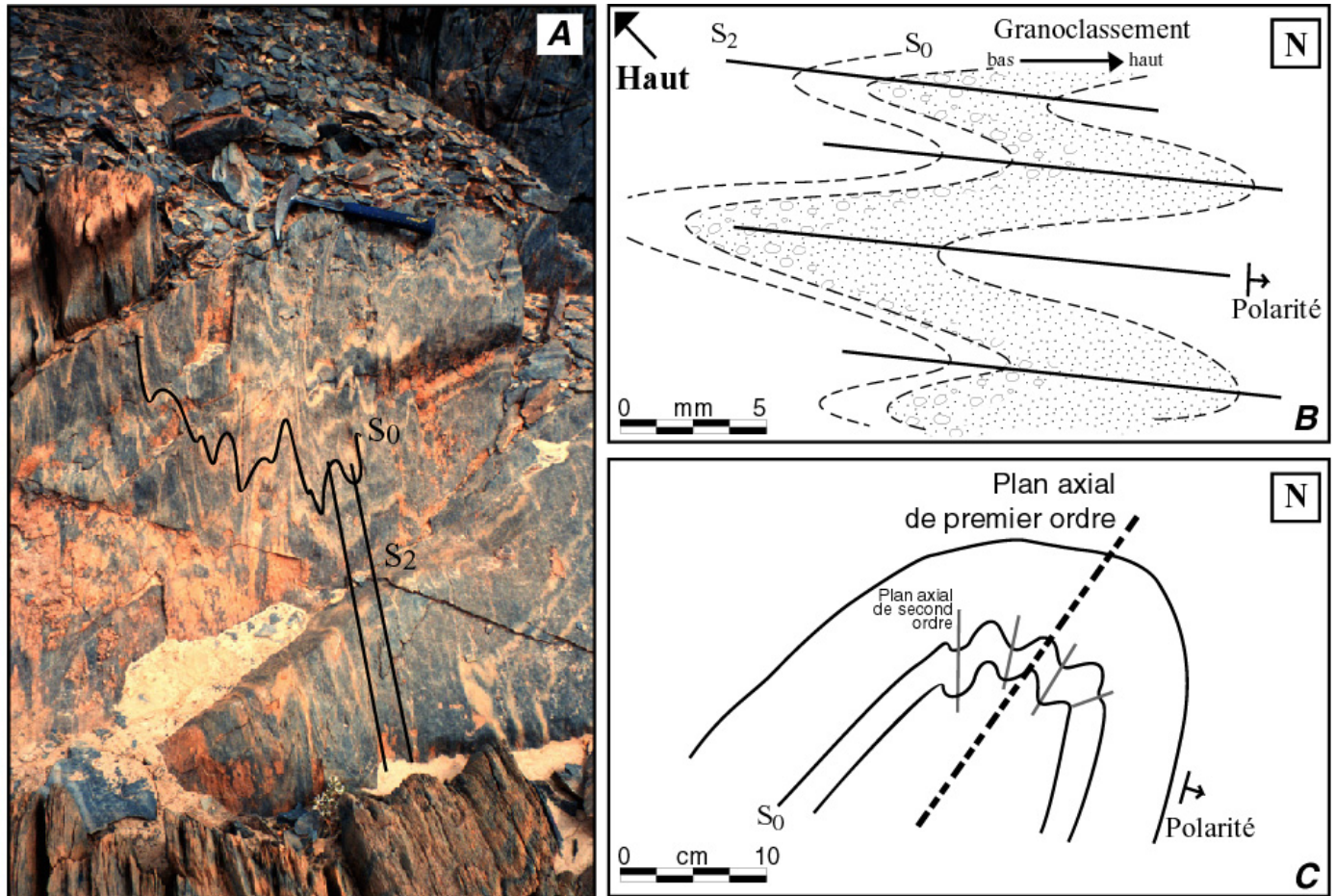


Figure IV-33 : Exemples des différents styles de plis observés dans les coupes de Hongliuhe et Weiya. a) plis sub-isoclinaux associés à la S_2 plan axial, marbre ordovicien ; b) microplis associés à S_2 dans un grès. Le granoclasement permet la détermination du déversement vers le nord ; c) Développement de plis de second ordre disharmoniques à la charnière d'un pli déversé au nord, grès pélitiques ordoviens.

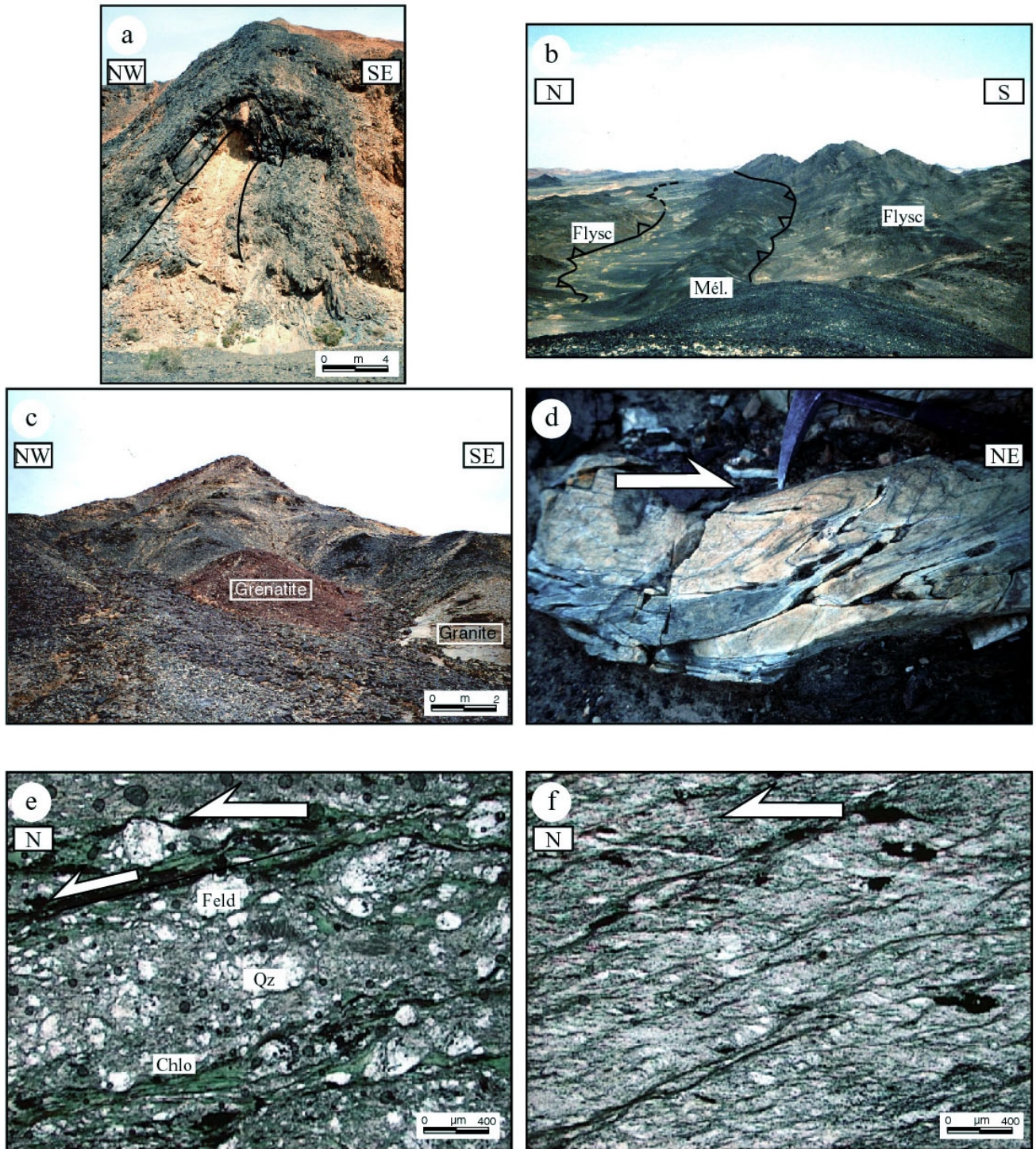


Planche 31 : a) Pli pluri-métrique dans les calcaires et marnes de la section de Weiya, Tianshan central ; b) Vue panoramique des péridotites en écaille dans les flyschs ordoviciens, secteur de Weiya, Tianshan central ; c) Bloc de grenatite dans un granite tardi-carbonifère, ouest de Weiya, Tianshan central ; d) Plis sub-isoclinaux dans les marbres sinien, semelle de la klippe de la coupe B, secteur de Hongliuhe, déversement apparent vers le nord ; e) Bandes de cisaillement de chlorite dans un grès tufacé silurien, semelle de la klippe sinienne de la coupe B, secteur de Hongliuhe, LPNA ; f) Bandes de cisaillement dans un grès ordovicien, extrémité sud de la coupe C, secteur de Weiya, LPNA.

Chapitre 3 : La bordure nord-est du Junggar : les mélanges ophiolitiques de Kelameili et d'Aermentai

La bordure nord-est du bassin du Junggar est caractérisée par la présence de deux massifs ophiolitiques orientés NW-SE (figure IV-34). Le plus septentrional affleure dans les monts de Kelameili, en bordure du bassin du Junggar. Le site étudié est le lieu-dit Nanmingshui, au sud du village de Baitashan ($N45^{\circ}14'17''/E90^{\circ}30'42''$), mais le mélange (dit de Kelameili) a aussi été observé à proximité de la mine d'or de Hongliugou plus à l'ouest ($N45^{\circ}03'20''/E90^{\circ}04'23''$).

Le second mélange ophiolitique, le massif d'Aermentai, est situé entre les monts de Yemaquan et les montagnes de l'Altay. Il a été étudié au sud de Fuyun, autour du point de coordonnées $N45^{\circ}53'37''/E90^{\circ}12'59''$ et aux abords du village d'Ertai ($N45^{\circ}55'51''/E90^{\circ}13'19''$).

Deux coupes serviront de support aux descriptions des formations, incluant une approche géochimique permettant de caractériser les roches ophiolitiques et volcaniques, et aux études des structures des deux mélanges.

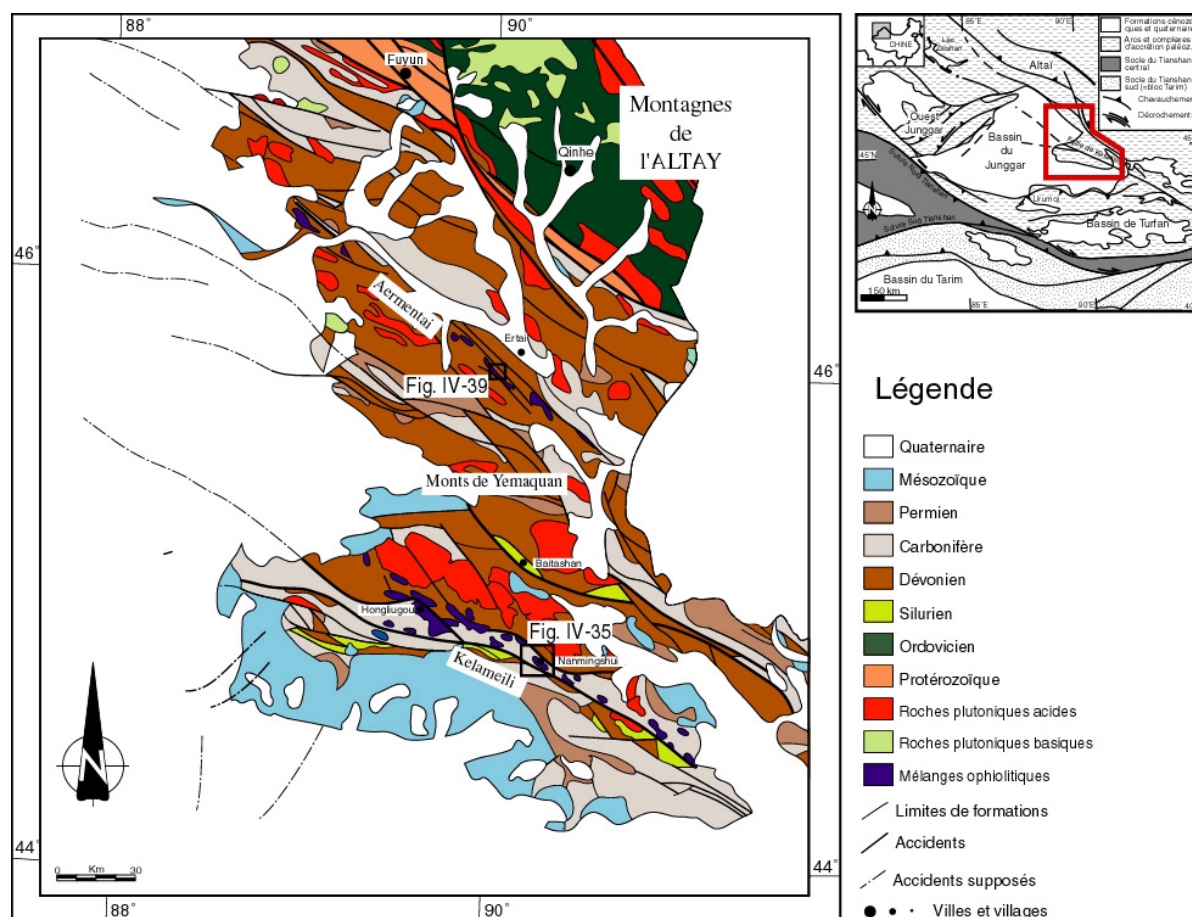


Figure IV-34 : Carte géologique synthétique de la bordure nord-est du Junggar. Modifiée d'après the Geological map of Xinjiang Uygur Autonomous Region, scale 1:2,000,000 (X.B.G.M.R., 1992) et des scènes Landsat au 1:200,000. Localisations des zones de Kelameili (figure IV-35) et d'Aermentai (figure IV-39).

A. Le massif ophiolitique de Kelameili

Le massif de Kelameili est caractérisé par un mélange à matrice tufacée à blocs de chert et de roches basiques et ultrabasiques. Il affleure en écailles kilométriques alignées selon une direction N110-N120 sur plus d'une centaine de kilomètres. Les écailles sont bordées au nord et au sud par des accidents à pendage nord qui le mettent au contact : au sud, des tufs et flyschs tufacés d'âge supposé Dévono-Carbonifère ; au nord, de flyschs plissés dont l'âge est discuté mais qui sont cartographiés comme étant dévoniens.

1) Description de la coupe A-B à Nanmingshui

Le secteur de Nanmingshui est situé dans la moitié orientale du massif (figure IV-34). Le mélange, à matrice tufacée affleure sur une largeur de trois kilomètres (figure IV-35). Les structures (schistosités et contacts) sont orientées N100-N120.

La coupe A-B (figure IV-36) présente les principales caractéristiques structurales et lithologiques de l'encaissant et du mélange. Du sud vers le nord, elle traverse les formations tufacées flyschoides dévono-carbonifères, une zone pélitique très schistosée, le mélange et finit au nord dans des flyschs.

Les séries du sud de la section sont constituées de bancs pélitiques décimétriques intercalés avec des shales, des ardoises grauwakeuses et des grès. Des passées tufacées et volcaniques sont aussi présentes plus au sud. Les structures sédimentaires dans les pélites gréseuses indiquent une polarité stratigraphique à l'endroit (planche 32.a).

Les strates sont affectées par une schistosité sub-parallèle à la S_0 . Elle pend au sud ou nord d'un angle toujours supérieur à 70°. Des plis sont certainement responsables de ces variations de pendage mais aucune charnière n'a été observée.

Une faille affecte les flyschs et les met en contact avec une écaille de mélange (cette dernière est sous le Quaternaire au niveau de la coupe). Au nord de la route, les séries volcano-sédimentaires sont bordées par un contact à pendage nord de 60°. Sa direction est en moyenne N110. Au dessus de cet accident, une écaille schistosée de shales et pélites affleure sur 250 mètres. La schistosité dans cette écaille est parallèle au contact. Au nord, le mélange chevauche les shales par l'intermédiaire d'un nouveau contact parallèle au premier. A l'affleurement, aucune structure ne permet la détermination d'un sens de mouvement particulier.

Le mélange affleure sur trois kilomètres. Dans le paysage, le mélange ophiolitique dessine un relief mamelonné de couleur gris-vert (planche 32.b). La matrice tufacée comporte des conglomérats tufacés à galets de chert et de roches basiques (basalte et gabbro). Les tufs et conglomérats renferment des blocs pluri-métriques de lithologies variées. Ce sont des gabbros, des basaltes, des péridotites mais aussi des cherts (rouges) (figure IV-37). La matrice a bien développé la schistosité qui est la seule anisotropie planaire visible dans les tufs. La S_0 est absente. La schistosité est plus ou moins fruste dans les blocs mais a la même attitude que dans la matrice. Les stéréogrammes de la figure IV-35 montrent bien la constance de la direction de la S_0 et de la schistosité mais mettent aussi en évidence un plissement tardif (par rapport à la formation de la schistosité).

Des blocs basiques et ultrabasiques du mélange ont été analysés à Nanjing (annexe 3). Toutefois, il est intéressant de noter que les péridotites montrent un net appauvrissement en REE par rapport aux chondrite et aux MORB. Les basaltes et le gabbro analysés ont des compositions proches des N-MORB, ce qui confirmerait l'hypothèse d'une formation en milieu océanique franc (Shu L.S, communication personnelle, 1999).

Figure IV-35 : Carte géologique de Nanmingshui, secteur de Kelameili. Stéréogrammes des S0, schistosité et linéations. Localisation de la coupe A-B (figure IV-36) et de la carte de détail de la figure IV-37. Localisation de Nanmingshui sur la figure IV-34.

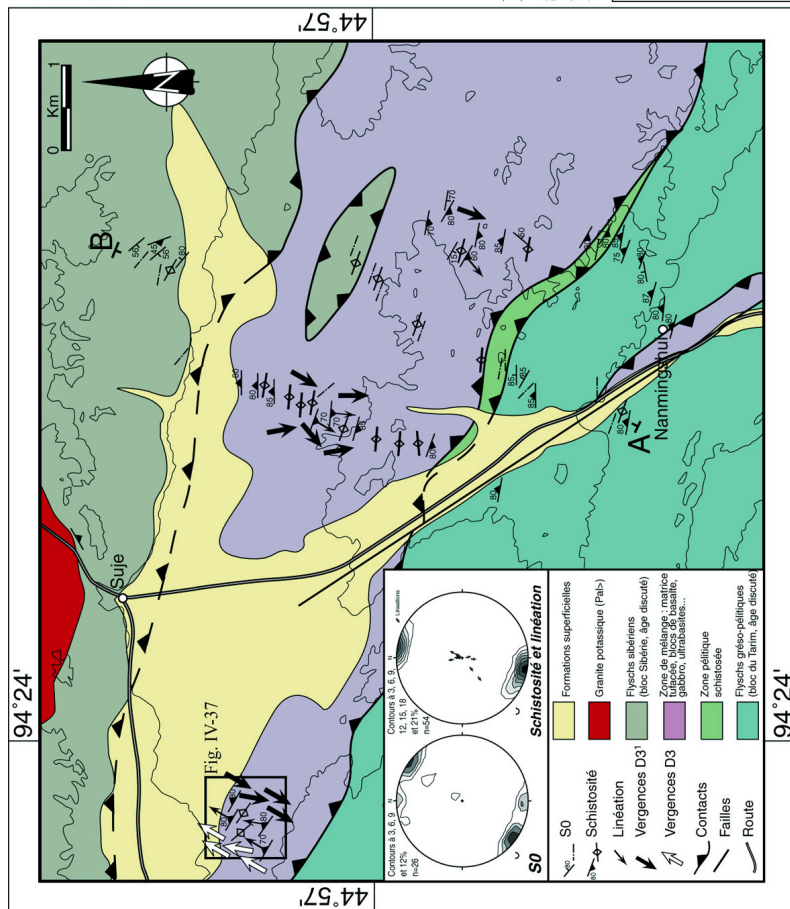
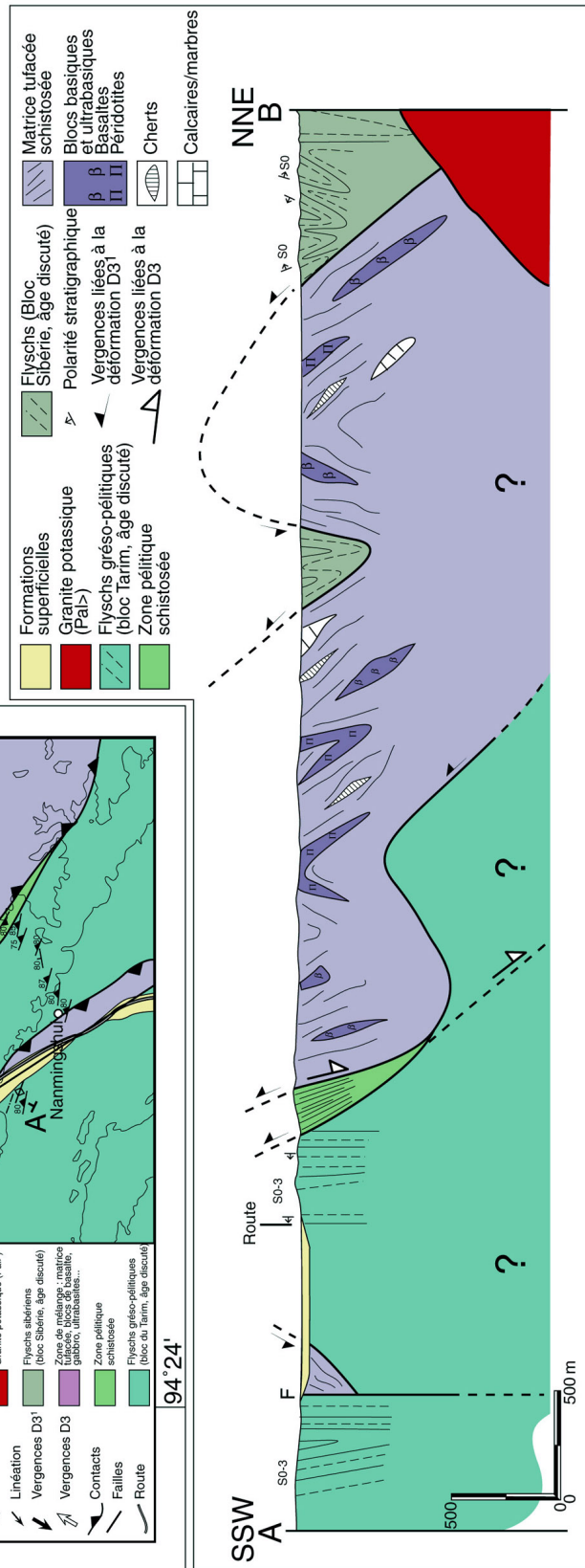


Figure IV-36 : Coupe synthétique du mélange de Nanmingshui, secteur de Kelameili, bordure nord-est du Junggar. Localisation sur la figure IV-35.



Dans les cherts, des radiolaires ont été trouvés. Suffisamment bien préservés pour permettre une identification, ils ont été étudiés à l'université de Nanjing, puis soumis à Martial Caridroit de l'université de Lille. Nous ne citerons pas la nomenclature chinoise mais seulement les noms couramment admis en Europe. La figure IV-38 montre la photographie de la totalité des radiolaires.

Deux formes retiennent l'attention de Martial Caridroit de l'université de Lille. Les fossiles 7 et 8 peuvent être *Paleoscenidium cladophorum* Deflandre dont la répartition est Dévonien supérieur à Tournaisien inclus. Les figures 11 à 15 sont probablement *Entactinosphaera palimbola* Foreman dont la répartition est Dévonien sup. à Viséen. Les autres formes sont sans intérêt stratigraphique sauf peut-être les figures 16 et 17 qui pourraient être *Trianosphaera sicarius* Deflandre (Famennien sup. à Viséen). En conclusion, l'âge des cherts peut être Frasnien à Tournaisien inclus, et cela basé sur des répartitions observées en Europe ou en Thaïlande où la stratigraphie est beaucoup mieux établie qu'en Chine (cf. annexe 4).

Enfin, après une klippe de flyschs (non tufacés), charriés sur le mélange, un accident à pendage nord marque la limite nord des tufs à blocs. Les flyschs affleurant au nord et constituant la klippe sont principalement représentés par une alternance typique de grès et pélites en bancs décimétriques. Des shales et des grauweekes peuvent être aussi présents. Cette série sédimentaire est réputée d'âge Dévonien moyen et d'obédience Sibérie. Malgré le manque de données chronologiques, ceci est confirmé par la découverte autour du village de Baitashan de fossiles de la faune silurienne de Tuwa (brachiopodes centimétriques principalement). Ces fossiles n'ont pas encore été étudiés mais ils seraient typiques de la Sibérie à cette époque. Ceci est en accord avec les fossiles ordoviciens trouvés au nord de Balikun.

Ainsi, nous pouvons penser que la suture de Kelameili (et le mélange qui la souligne et qui s'est mis en place après le Carbonifère inférieur d'après l'âge des radiolaires) marque la limite entre la marge sud de la Sibérie (ou tout du moins d'une unité proche de la Sibérie entre l'Ordovicien et le Silurien) et le bloc du Junggar qui est réputé d'obédience gondwanienne (e.g. Ma, et al., 1993 ; Zhou and Dean, 1996).

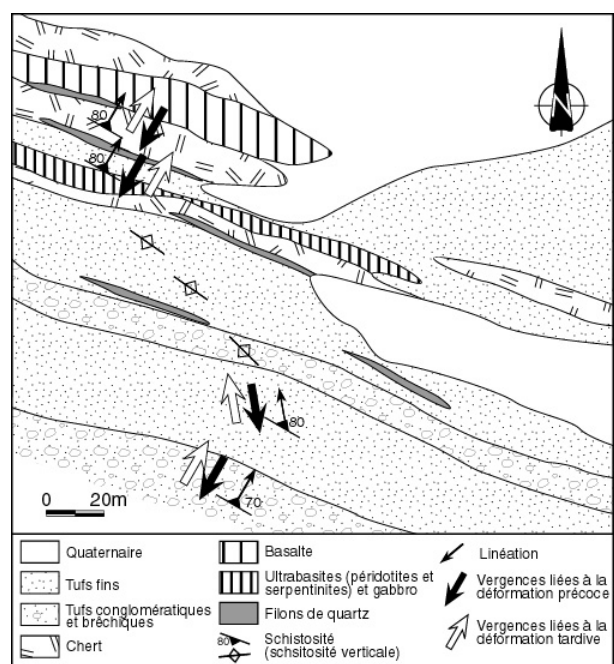


Figure IV-37 : Carte géologique détaillée d'un affleurement dans le mélange de Nanmingshui, secteur de Kelameili. Localisation sur la figure IV-35.



Figure IV-38 : Planche photographique effectuée par le professeur Wang YuJing, des radiolaires trouvés dans l'échantillon 99-401 provenant d'un bloc de chert rouge dans le mélange de Kelameili. Localisation de l'échantillon N44°57'01"/E90°27'07". Voir le détail des noms dans le texte et dans la figure IV-39 pour les fossiles les plus intéressants.

Echelles : 1, 3-5, 8, 19 et 25 x154; 2, 9, 16, 18 et 28 x134; 6, 7, 17, 20, 23, 26, 27, 29 et 30 x120; 10-15, 21 et 22 x100; 24 x167.

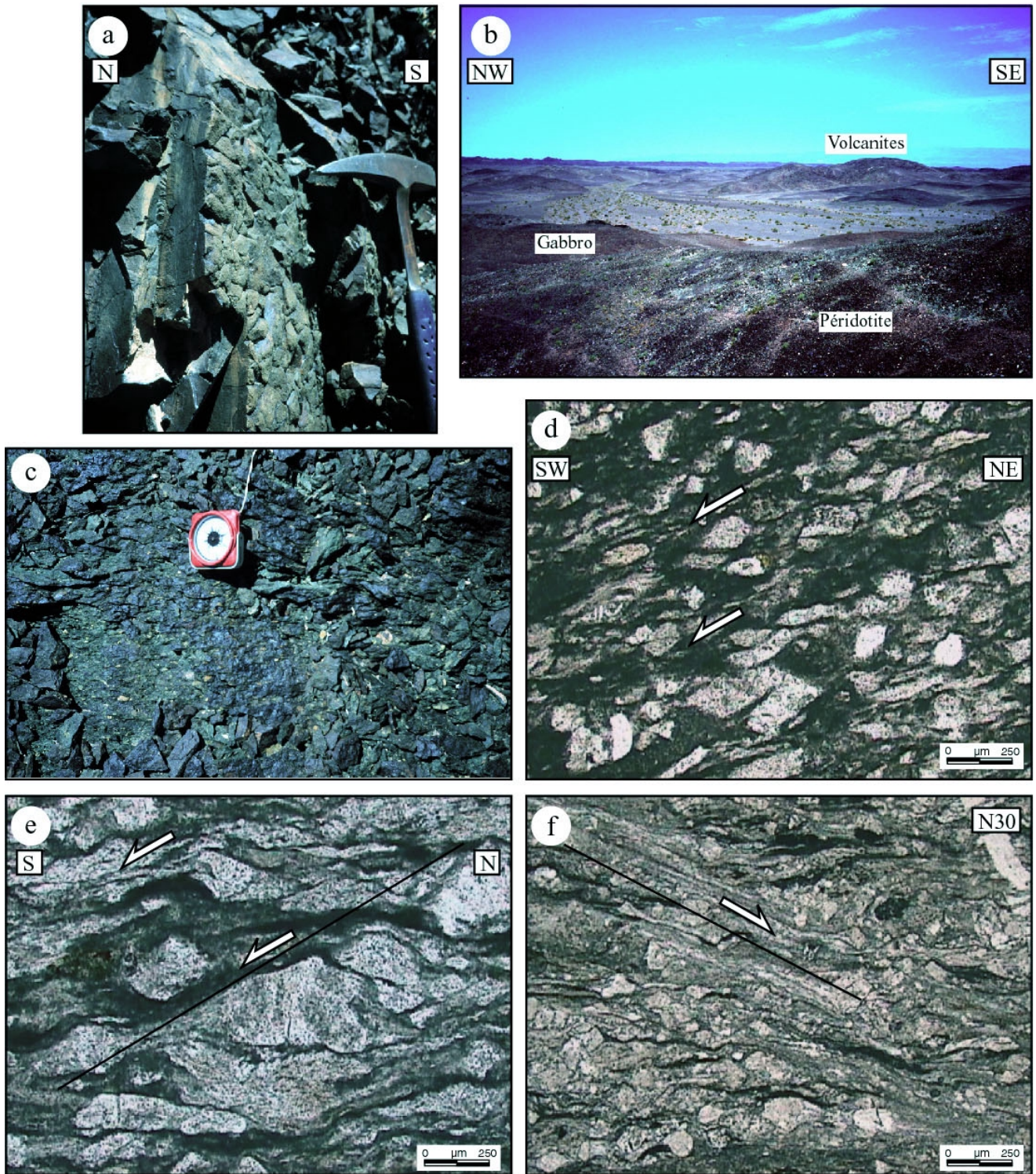


Planche 32 : a) Surface de bancs gréseux présentant des mamelons, le haut est au sud, flyschs dévoniens, secteur de Nanmingshui ; b) Vue panoramique du mélange de Nanmingshui ; c) Tufs conglomératiques, matrice du mélange de Nanmingshui ; d) Déformation peu pénétrative dans des tufs de la matrice, cisaillement vers le sud, LPNA ; e) Bandes de cisaillement vers le sud soulignées par de la chlorite, tufs de la matrice, LPNA ; f) Bandes de cisaillement ductiles-fragiles à vergence nord, tufs clastiques carbonatés du mélange de Nanmingshui, LPNA.

2) Etude des structures

Les macrostructures sont rarement observées dans le mélange de Kelameili. Que ce soit à Nanmingshui ou à Hongliugou, les formations flyschoides et le mélange comportent peu de structures macroscopiques permettant la détermination d'une vergence.

L'attitude de la schistosité, nommée S_3 (ou S_{0-3} dans les flyschs) en raison des âges des formations déformées (corrélation avec les secteurs de Qincheng et Hami), permet de mettre en évidence des plis décamétriques à hectométriques à déversement sud dans le mélange (représentés sur la coupe A-B, figure IV-36).

De même, les contacts pendent systématiquement au nord ou nord-est. Sur la coupe A-B, ils ont des pendages importants, mais dans le secteur de Hongliugou, ils présentent parfois des pendages vers le nord de 40° . Comme à Nanmingshui, les accidents sont soulignés par des zones broyées métriques mais aucune structure n'indique le sens de mouvement.

Dans le mélange, la S_3 porte parfois une linéation d'étirement bien développée. Elle est peu pénétrative mais, en lame mince, les critères associés montrent deux vergences.

La première déformation est à vergence sud. Elle a été enregistrée dans les tufs de la matrice le long de couloirs cisailés. Dans ces zones, la linéation est bien marquée. Les microstructures sont des bandes de cisaillements et des clastes (quartz et feldspaths) à queues de chlorite (planche 32.d et e).

Une seconde déformation a fait se développer des bandes de cisaillement ductiles-fragiles indiquant un mouvement du compartiment supérieur vers le nord (planche 32.f). Les critères recoupent les microstructures issues de la première phase.

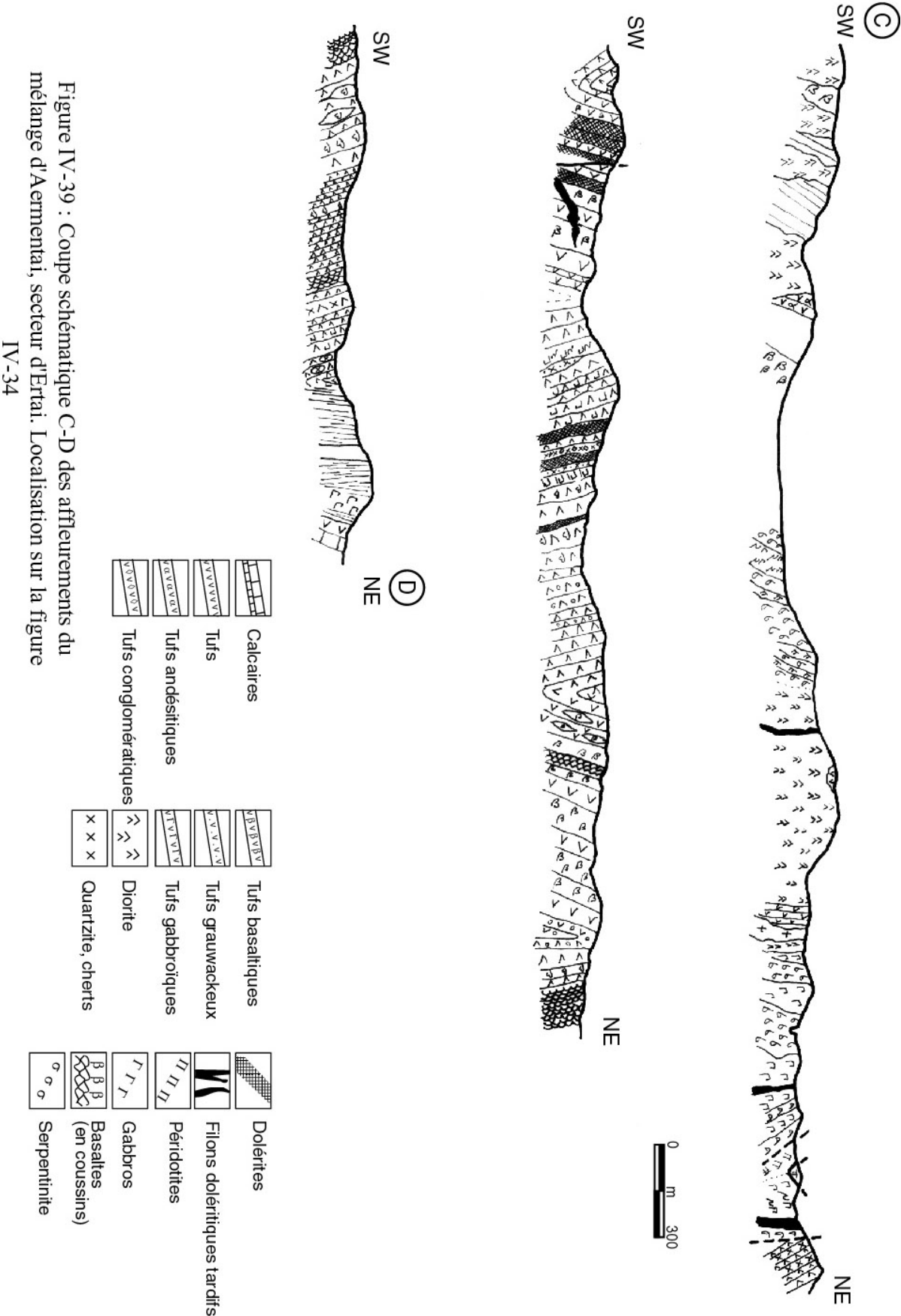
Par comparaison avec la structuration des secteurs de Hami et Qincheng, le mélange de Kelameili a subi deux déformations proches de $D3^1$ et $D3$. Nous pouvons supposer que la déformation $D3^1$ est contemporaine de la mise en place du mélange vers le sud. Elle aurait dans ce cas un âge postérieur au Carbonifère inférieur. La phase à vergence nord, nommée $D3$ dans le Tianshan nord, est postérieure à $D3^1$ comme il a été vu dans le chapitre 1 et dans ce chapitre et aurait un âge compris entre le Carbonifère moyen et le Carbonifère supérieur.

B. Le secteur d'Aermentai

Ce massif ophiolitique a été observé au sud de Fuyun et aux abords du village d'Ertai, dans un encaissant volcanique (basalte, andésite et tuf) vraisemblablement dévonien inférieur (X.B.G.M.R., 1992).

Le massif affleure sous forme de lambeaux allongés et dispersés selon une direction N110 sur 150 km. Il est structuré en écailles ou klipptes (les relations entre le mélange et l'encaissant n'ont pas été observées) au sein de roches volcaniques.

La coupe B-C présente les principales caractéristiques lithologiques et structurales du mélange (figure IV-39). Elle a été effectuée à proximité du village d'Ertai. Nous diviserons ce sous-chapitre en deux paragraphes : une description du volcanisme de l'encaissant ; une description du mélange accompagnée d'une étude géochimique préliminaire et d'une étude structurale succincte en raison de l'absence de microstructures.



1) Les formations volcaniques de l'encaissant

Les ophiolites de ce secteur sont en contact avec des formations volcaniques représentées en partie par des basaltes spilitisés, des tufs et quelques andésites. Ces formations faiblement métamorphiques ne montrent pas d'évidence d'une déformation ductile pénétrative et la détermination de la vergence des structures sera basée sur la géométrie de celles-ci.

Les basaltes sont spilitisés à vacuoles tordues (formation en surface ou subsurface) et à cumulats d'augites Ca-Mg phénocristallines. Les échantillons TS265 et TS266 (voir annexe 2 pour les analyses à la microsonde électronique) sont composés de 50% de mésostase microlitique et de verre chloritisé, de 20% de cumulats de clinopyroxènes, de 20% de phénocristaux de feldspaths plagioclases albitisés, de 10% de vacuoles amygdaloïdales et de moins de 5% de micropyxènes. Dans les diagrammes de Leterrier et al. (1982) sur la discrimination des basaltes à partir de la composition des clinopyroxènes, ces basaltes se trouvent dans le champs des basaltes tholéitiques orogéniques (figure IV-40).

Dans une mine de Cu et Ni, nous avons pu échantillonner des blocs de gabbro doléritique à olivine (troctolite tholéitique ou calco-alkaline) qui sont exploités en profondeur (entre 300 et 600 m). De structure sub-ophitique, il est composé de plagioclases, de ferro-magnésiens (olivine, pyroxènes, amphiboles et phlogopite) et de sulfures. Les minéraux ferro-magnésiens consistent en des clinopyroxènes et des orthopyroxènes (TS283, voir annexe 2 pour les analyses à la microsonde électronique), des olivines, des amphiboles et de la phlogopite. Ces minéraux sont subautomorphes et semblent avoir cristallisé ensemble. Les plagioclases sont zonés et ont cristallisé en grandes lattes (0,5 à 3mm). L'augite et l'enstatite (Opx) montrent des traces de déstabilisation en magnésiohastingsite et l'olivine en tschermakite ou chlorite. Les sulfures (pyrite, pyrrhotite et pentlandite) et les oxydes (magnétite amiboïde et ilménite) sont de taille variable (0,1 à 2mm) et sont xénomorphes. Ils ont cristallisé tardivement et remplissent les interstices résiduels. La pargasite et la phlogopite peuvent être précoces et représentent l'hydratation d'un matériel primaire.

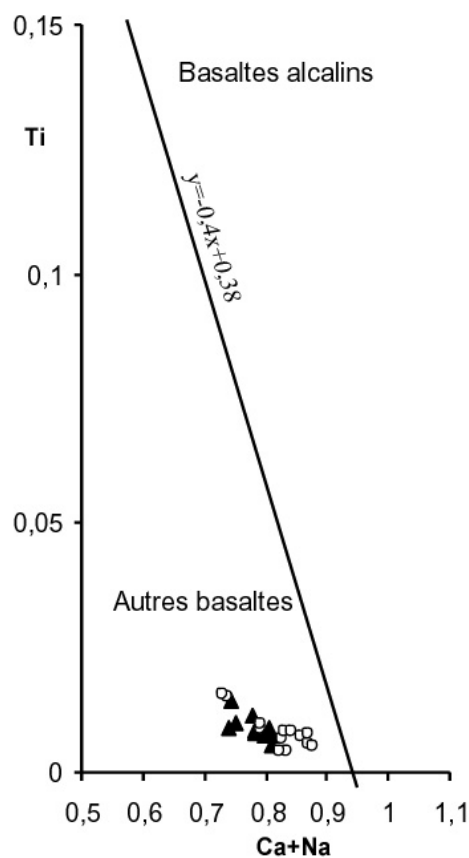
2) Les formations ophiolitiques

La coupe C-D permet l'observation des ophiolites bien conservées. Elles sont composées de roches ultrabasiques, de gabbros, d'un complexe filonien de diabases, de basaltes (en coussins par endroit), et de tufs basiques. Le tout ne semble pas réellement un mélange mais plutôt une suite ophiolitique plissée et structurée en écailles. Les différentes formations observées sont des péridotites serpentinisées, des gabbros (amphibolitisés, et leucocrates), des dacites, des tufs des basaltes et des cherts à pyrite. Le tout est recoupé par un pluton dioritique.

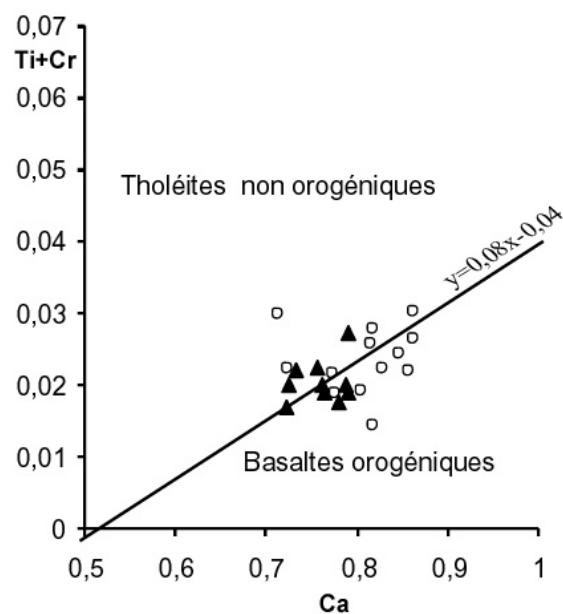
L'ensemble des formations est plissé. La schistosité, mal développée dans les roches grenues, pend indifféremment au nord et au sud. Sa direction moyenne est comprise entre le N140 et le N150.

Aux abords d'Ertai, au point de coordonnées N45°54'/E90°12', les ophiolites semblent comporter peu de roches ultrabasiques. Le mélange contient des tufs, basaltes, cherts rouges (en blocs), diabases, calcaires et des plagioclases. Des calcaires, des gabbros et des schistes affleurent aussi dans ce secteur. Les schistes verts semblent représenter la matrice de cette unité. Il est possible que cette unité soit une unité supérieure de l'ensemble ophiolitique.

1 : Discrimination des basaltes alcalins et des autres basaltes



2 : Discrimination pour basaltes non alcalins, entre tholéïtes non-orogéniques et basaltes orogéniques



3 : Discrimination pour basaltes orogéniques, entre basaltes calc-alcalins et basaltes tholéïtiques

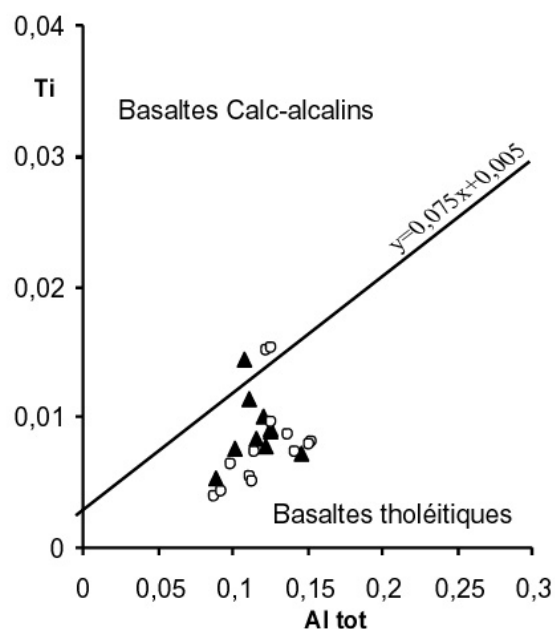


Figure IV-40 : Identification des affinités magmatiques des séries volcaniques à partir de la composition des clinopyroxènes d'après Leterrier et al. (1982)

Des péridotites, en blocs dans le mélange, ont fait l'objet d'une analyse à la microsonde électronique (TS269, annexe 2). Elles contiennent des fantômes de pyroxènes et d'olivines serpentinisés ainsi que des spinelles chromifères. Deux types principaux de spinelles, entourés par endroit par de la magnétite, sont différenciés suivant qu'ils ont cristallisé dans les olivines ou dans les pyroxènes. Ainsi, les spinelles qui ont cristallisé entre les olivines sont xénomorphes et ceux présents dans les olivines sont rhomboédriques. Ces spinelles associés aux olivines ont une composition chro48,3%. Les spinelles automorphes dans les pyroxènes ont une composition en chrome inférieure et sont de type chro37,1% (annexe 2). Sur le diagramme de Leblanc and Nicolas (1992), les chromites de cette ancienne péridotite sont dans le champ des chromites ophiolitiques (figure IV-41) mais les deux pôles sont distincts. La présence de ces deux types de spinelles (de type ophiolitique et de type stratiforme) n'est pas expliquée.

Les diagrammes discriminants des clinopyroxènes des basaltes de l'encaissant indiquent une nature de basalte tholéitique orogénique. Les péridotites du mélange montrent quant à elles des affinités océaniques. Ceci est corroboré par les analyses effectuées à Nanjing. Shu L.S. suggère que les blocs basiques et ultrabasiques du mélange sont bien de type océanique (proches des N-MORB). Le mélange ophiolitique serait structuré en écaïlles au sein de formations volcaniques de type arc. La vergence des structures peut être vers le sud comme tend à le montrer la géométrie des structures sur certains affleurements, mais aucune structure ne permet de le confirmer.

L'âge de ces ophiolites n'est pas connu mais des datations sur les ultrabasites par la méthode Sm-Nd indiquent des âges Paléozoïque inférieur (Liu, 1993). La structuration serait toutefois postérieure car elle implique un encaissant supposé dévonien.

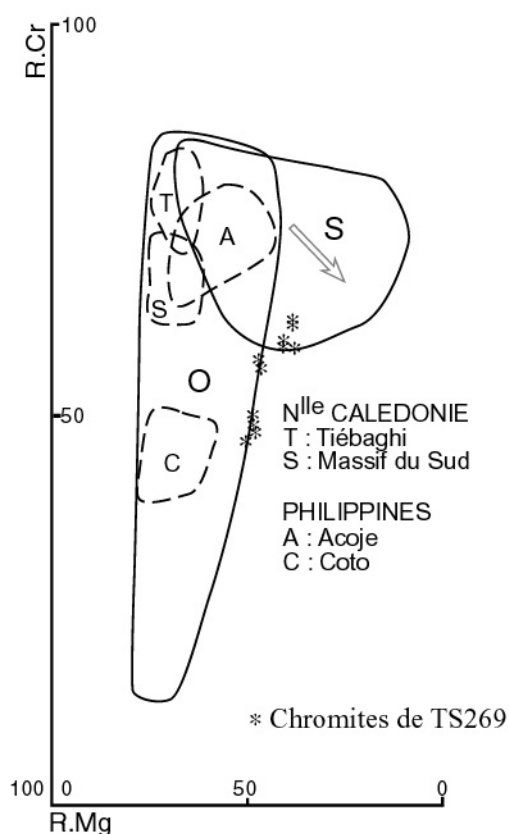


Figure IV-41 : Diagramme rendant compte de la composition des chromites de la péridotite TS269 (R.Cr soit $100 \times \text{Cr}_2\text{O}_3 / (\text{Cr}_2\text{O}_3 + \text{Al}_2\text{O}_3)$ versus R.Mg soit $100 \times \text{MgO} / (\text{MgO} + \text{FeO}^*)$) (Leblanc et Nicolas, 1992). (O) Champ des chromites ophiolitiques ; (S) Champ des chromites des complexes magmatiques stratiformes où l'évolution magmatique est marquée par la flèche.

C. Conclusion sur la bordure nord-est du Junggar

Les cherts, inclus dans le mélange ophiolitique de Kelameili ont livré un âge Frasnien à Tournaisien (Dévonien terminal- début Carbonifère), ce qui ne concorde pas bien avec les âges des fossiles décrits par He Guoshi (communication personnelle, 1997) qui considère à partir des conodontes trouvés dans l'encaissant que cette suture est issue d'un événement paléozoïque inférieur.

Par contre, cet âge est en accord avec les idées de Guo et al. (1993) et de Wang and Zhao (1990). De même, Han et al. (1997) ont daté des granites dans la vallée de la rivière Ulungur (près de Kelameili) à environ 300 Ma et les considèrent comme des granites post-collisionnels. Ces auteurs considèrent que les granites d'Ulungur se sont mis en place après la fermeture de deux petits océans, maintenant représentés par les ophiolites de Aermentai et de Kelameili. Ces deux ceintures affleurent sur les deux bordures du massif de Yemaquan. Durant le Dévonien supérieur et le Carbonifère inférieur, les morceaux océaniques ont été subductés vers le nord sous les massifs de l'Altay et de Yemaquan. Durant la collision, des granitoïdes S et I se sont formés par mélange de composantes importantes crustales, alors que le manteau métasomatisé était une source potentielle de magmatisme post-orogénique.

Ces considérations concordent bien avec les quelques observations que nous avons effectués dans les secteurs de Kelameili et Aermentai. A Kelameili, la déformation principale D3¹ (dont les effets sont observables sur toute la bordure est du Junggar et du bassin de Tu-Ha) est à vergence sud, ce qui est en accord avec une subduction vers le nord. Les ophiolites d'Aermentai ne montrant pas de structures interprétables et des âges discutés, elles ne seront pas retenues pour la discussion et le modèle géodynamique qui sert de conclusion à ce travail.

Partie V : Synthèse et discussion

Les travaux présentés dans ce mémoire permettent d'apporter des informations nouvelles sur les déformations qui ont structuré le nord-ouest de la Chine et, à plus petite échelle, toute la partie orientale de l'Asie centrale durant le Paléozoïque.

Nous résumerons dans cette partie les nouveaux résultats structuraux et nous les inscrirons avec les données géochimiques et stratigraphiques dans un modèle géodynamique, traduisant l'histoire du quart nord-est du Xinjiang, et particulièrement de la chaîne du Tianshan entre le Cambrien et la fin du Permien.

A. Synthèse des principaux résultats structuraux

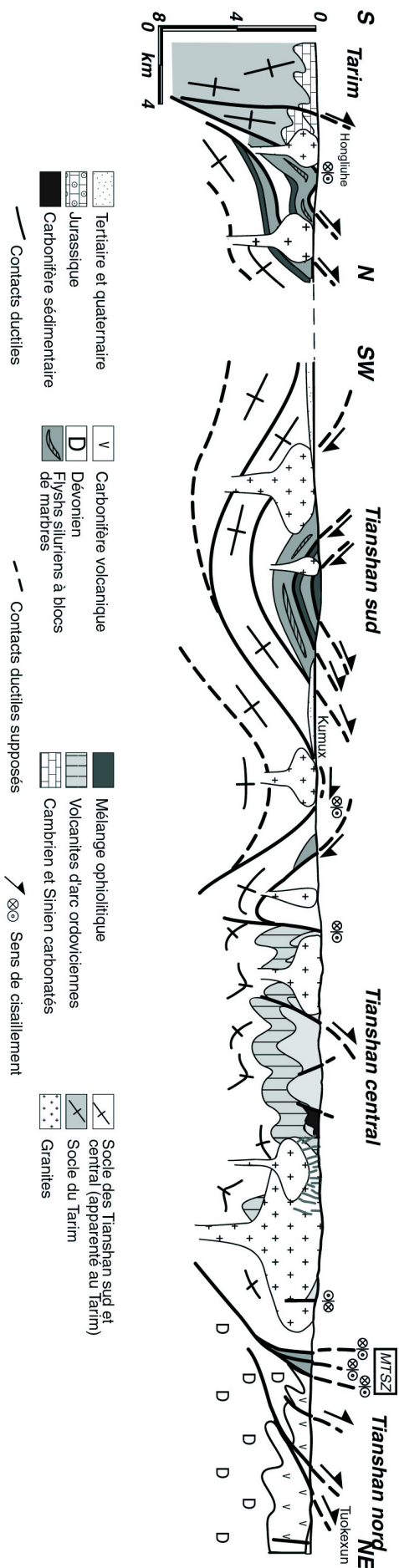
L'orogène du Tianshan a subi cinq principales phases de déformations qui ont eu lieu entre le Protérozoïque et le début du Trias. Les études structurales des différentes régions du Tianshan ont permis la caractérisation de ces déformations et la distinction dans certaines d'entre elles de sous-phases tectoniques.

→ Deux déformations ont été distinguées dans le socle protérozoïque des Tianshan sud et central. La première, D1, présente une vergence vers le sud-est et est associée à des conditions de haute température. D1', que nous considérons postérieure à D1, affecte également les gneiss du soubassement protérozoïque et montre une déformation de haute température vers le nord-ouest. Ces deux phases sont mal contraintes dans le temps mais, dans la mesure où elles n'ont pas été observées dans les formations sinien et cambriennes du Tianshan est (secteur de Hongliuhe-Weiya), elles ont probablement un âge antérieur au Sinien.

→ La principale phase de déformation, D2, mise en évidence dans les unités sud et centrale de l'orogène du Tianshan montre systématiquement une vergence vers le nord. Dans le Tianshan oriental, elle est mal conservée dans les formations ordovico-siluriennes et protérozoïques, mais dans la partie centro-occidentale, elle est bien enregistrée dans les formations flyschoides et volcaniques ordovico-siluriennes du Tianshan central et dans les unités du mélange silurien du Tianshan sud. Elle peut être divisée en deux stades.

Le premier, appelé D2¹, est responsable d'une déformation pénétrative dans des conditions de basse à moyenne température. Ce stade semble associé à la mise en place des ophiolites de Mishigou, à la limite entre le Tianshan central et le Tianshan nord, ainsi qu'à la structuration en écaillés du Tianshan sud (secteur de Kumux). Ce secteur est en effet constitué de lambeaux tectoniques de schistes siluriens à blocs de marbres et d'unités ophiolitiques à blocs variés. Une schistosité S₂, sub-parallèle à la S₀ dans l'Ordovicien volcanique et les schistes siluriens, porte une linéation associée à des critères indiquant un mouvement vers le nord.

Dans le Tianshan ouest, à Bayinbulake, cette déformation est responsable d'une mylonitisation des roches proches des contacts principaux. La vergence des structures a longtemps été discutée pour la partie ouest du Tianshan et cette étude apporte des informations nouvelles permettant de penser que la mise en place des nappes siluriennes s'est faite vers le nord, et non vers le sud comme le pensent certains auteurs (e.g. Allen, et al., 1992 ; Coleman, 1989 ; Windley, et al., 1990). Une déformation plicative déversée au sud a bien eu lieu dans cette région, mais elle est postérieure au Carbonifère moyen.



Nous avons montré que les formations des Tianshan sud et central ont ensuite subi une déformation de vergence identique mais associée à des conditions de plus basse température que D2¹. Cette déformation, nommée D2², est responsable d'un plissement à déversement nord (reprenant les structures issues de D2¹) et du développement d'une schistosité plan axial dans les flyschs siluriens du Tianshan central et du massif ophiolitique de Kumux. Aucune observation ne nous permet de dire s'il y a eu un arrêt de la déformation entre D2¹ et D2² ou si D2² a suivi D2¹ dans un continuum de la déformation mais dans un niveau structural supérieur.

Les contraintes chronologiques sont nombreuses pour établir l'âge de D2. Le Carbonifère inférieur conglomératique non déformé est discordant sur les flyschs siluriens déformés. Les âges des blocs basiques et des cherts du mélange ophiolitique du Tianshan sud (e.g. Gao, et al., 1995, 1998) impliquent un âge pour la mise en place des nappes postérieur au Dévonien moyen. D2¹ et D2² ont donc un âge compris entre le Dévonien moyen et la fin du Dévonien supérieur. Elles sont considérées comme contemporaines des structurations vers le nord des mélanges de Mishigou et de Kumux.

→ Une déformation D3 a été reconnue dans le Tianshan. Dans le Tianshan oriental, D3 est associée à des critères cisailants de moyenne à basse température alors que dans la partie médiane du Tianshan nord, elle n'est associée qu'à des plis et des accidents ductiles-fragiles.

Deux stades ont pu être distingués pour D3 dans les régions de Qincheng, Hami et Kelameili. Le premier, D3¹, est contemporain de la mise en place vers le sud du mélange ophiolitique de Kelameili. Cette déformation à vergence sud est localisée dans les formations dévoniennes sur la bordure nord-est du Junggar et du bassin de Tu-Ha le long d'une zone de suture séparant le bloc du Junggar (d'obédience Tarim) d'un bloc continental d'obédience Sibérie.

Le stade D3 *stricto sensu* est postérieur à D3¹ mais affecte l'ensemble de l'arc carbonifère du Tianshan nord (Bogeda, Yamansu, Huangshan, Qincheng). Les plis et les structures observés dans ces régions montrent systématiquement un déversement nord.

Les contraintes temporelles sont données par :

- l'âge Dévonien supérieur-Carbonifère inférieur des cherts du mélange de Nanmingshui (Kelameili) qui implique une structuration D3¹ postérieure au Carbonifère inférieur.
- Les granites du Carbonifère supérieur, non déformés, qui recoupent les structures issues de D3 dans l'extrémité est du bassin de Tu-Ha.
- La discordance (légèrement angulaire) du Carbonifère supérieur dans l'arc de Bogeda, qui laisse supposer que la déformation D3 se terminait à cette époque.

Dans l'ouest du Tianshan, un plissement déversé au sud affecte les formations carbonifères et dévoniennes. A l'instar de D3 dans le Tianshan nord et oriental, son âge est probablement Carbonifère moyen.

D3 au sens large a donc un âge compris entre le Carbonifère moyen et le Carbonifère supérieur.

→ Enfin, une déformation décrochante polyphasée a eu lieu sur toute la bordure sud et orientale du bassin du Junggar. Étudiées dans la partie II, les structures permettent la distinction de deux phases. La première est senestre dans les monts de l'Altay (e.g. la zone cisailante d'Erqishi) et dextre dans le Tianshan mais peut y avoir été précédée d'une phase senestre de plus haute température. Une seconde phase décrochante a eu lieu dans le

Tianshan et la zone de Fuyun (au nord-est du Junggar). Les datations $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ confirment ces deux épisodes. Le premier est daté à 290 Ma, le second a eu lieu il y a 250-245 millions d'années. Il est associé à un cisaillement vers le nord-ouest contemporain des jeux décrochants dans la zone complexe de Fuyun.

La comparaison des données structurales et géochronologiques avec les données paléomagnétiques disponibles dans la littérature montre une concordance intéressante entre ces deux types de données. Le calcul des rotations relatives du bloc du Junggar par rapport au Tarim et à l'Eurasie pour le Carbonifère supérieur et le Permien confirme les mouvements transcurrents importants qui ont pris place dans cette région de l'Asie.

Nous proposons que les décrochements sont issus de l'évolution du régime tectonique tangentiel carbonifère en un régime décrochant permien, permettant ainsi d'accommoder le raccourcissement résiduel postérieur à la collision anté-permienne. Sur le terrain, les schistosités formées lors des différentes phases collisionnelles sont reprises lors des mouvements décrochants. Ceci tend à confirmer l'hypothèse d'une reprise par les décrochements de certaines des grandes discontinuités crustales issues des phases D2 et D3.

La figure V-1 présente, par l'intermédiaire d'une coupe, une synthèse des structures et principales caractéristiques stratigraphiques (discordances en particulier) mises en évidence durant ce travail dans les trois unités de l'orogène du Tianshan.

B. Histoire géodynamique du Tianshan

Les résultats des études structurales et les observations faites dans le Xinjiang permettent l'élaboration d'un modèle géodynamique retraçant l'histoire du Tianshan et des bassins du Tarim et du Junggar du Cambrien au Permien terminal. Nous avons divisé cette histoire en sept étapes qui donnent un aperçu des grands événements structuraux qui ont eu lieu dans cette région.

- Au Cambrien, le bloc du Tarim est caractérisé par une sédimentation de plate-forme carbonatée et un rift initie l'ouverture du bassin océanique du Tianshan sud (Chen, et al., 1999). Au nord, le paléo-bassin du Tianshan sépare la marge continentale nord du Tarim du bloc du Junggar. Nous pensons en effet que ce dernier a un soubassement continental, en accord avec les données géophysiques présentées dans la première partie de ce travail. Au Cambrien supérieur, le bassin du Tianshan sud continue à s'ouvrir.
- De l'Ordovicien au Silurien supérieur, le paléo-océan du Tianshan sud est toujours en période d'extension. A l'inverse, au nord, le bassin du Tianshan commence à subduire sous la marge nord du bloc du Tianshan central. Le volcanisme ordovicien de ce secteur a des caractéristiques géochimiques qui concordent avec cette hypothèse. Le prisme d'accrétion, lié à la subduction vers le sud, englobe des blocs de calcaires et de sédiments cambro-ordoviciens que l'on retrouverait maintenant dans la matrice du mélange de Mishigou (e.g. Ma, et al., 1993). La marge sud du bloc du Junggar aurait été le siège d'un rifting permettant l'ouverture du paléo-océan du Junggar et la séparation du sous-bloc continental du Tianshan nord. A la fin du Silurien, les séries flyschoides siluriennes recouvrent la marge nord du Tarim et la marge sud du Tianshan central.

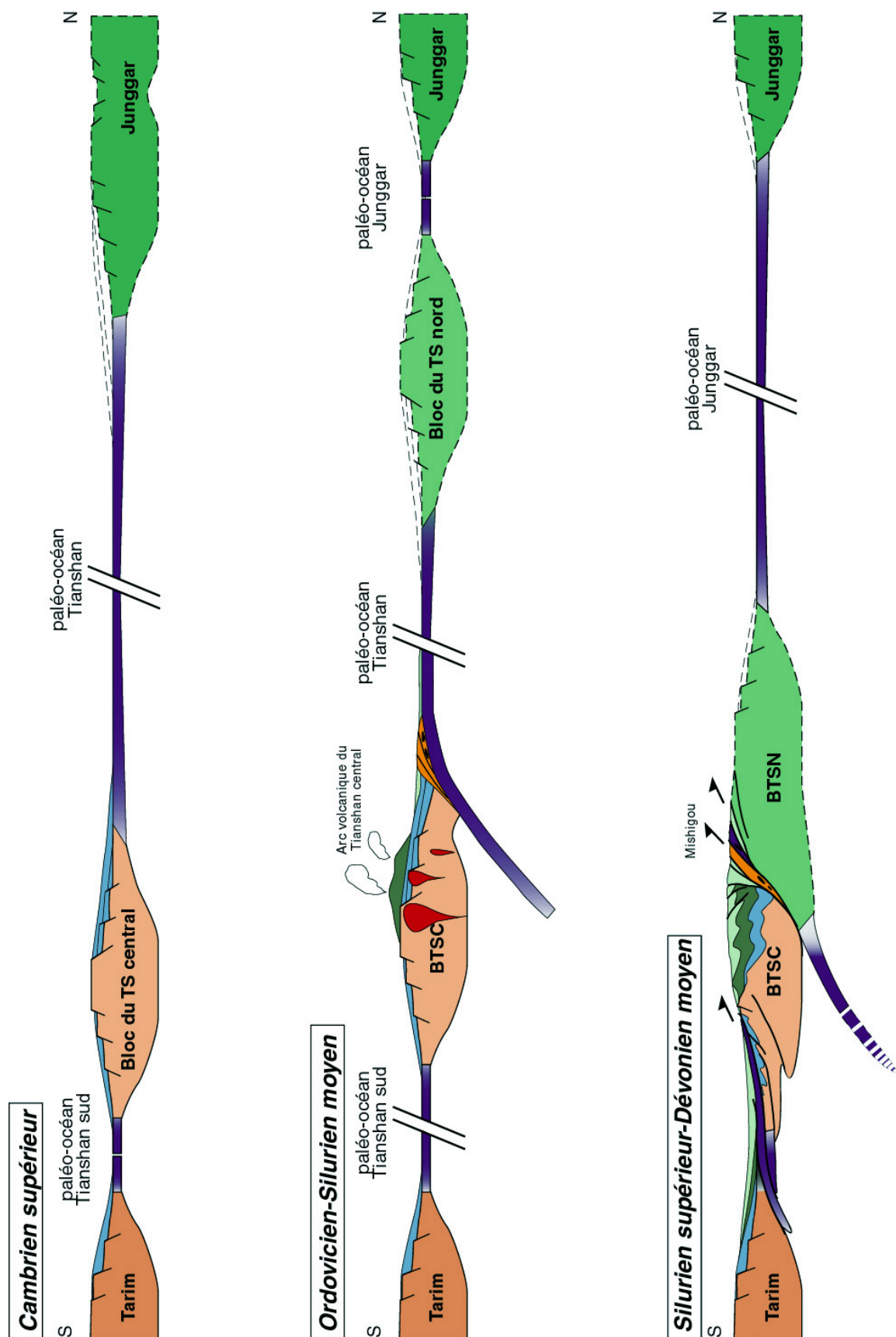


Figure V-2.A : Evolution du Tianshan entre le Cambrien et le Dévonien moyen

- Au début du Dévonien, le paléo-océan du Tianshan sud se ferme pour finalement aboutir à la collision du bloc du Tianshan nord avec le bloc du Tianshan central. Les ophiolites de Mishigou se mettent en place le long de la suture. L'âge de la déformation D2, à vergence nord concorde avec cette collision. Le mélange, en lambeaux le long de cette suture, contient des blocs de roches basiques et ultrabasiques dont la chimie montre des affinités avec une croûte océanique. Les blocs seraient des reliques du paléo-bassin du Tianshan. Après la collision au nord, le bassin du Tianshan sud se ferme à son tour en entraînant une obduction de matériel océanique sur la marge sud du Tianshan central. Cette obduction, puis la collision qui s'ensuit induisent une structuration en nappes permettant le métamorphisme de roches basiques et ultrabasiques dans le faciès des schistes bleus (e.g. Gao, et al., 1998 ; Gao and Klemmt, 2000).
- A partir du Dévonien moyen et jusqu'au Dévonien supérieur, la structuration du Tianshan sud entraîne une déformation vers le nord associée à la mise en place des nappes de matériel océanique et de mélange à matrice silurienne et à blocs calcaires. Au nord, l'océan du Junggar commence à subduire sous la marge nord du bloc du Tianshan nord.
- Au début du Carbonifère, les ophiolites de Hongliuhe et Kumux sont en place dans le Tianshan sud. Nous supposons qu'un équilibre isostatique post-collisionnel a permis la remontée des blocs de schistes bleus dans le faciès des schistes verts. Toutefois, nous n'avons pas trouvé de trace d'un mouvement normal comme le suggère le modèle de Chemanda et al. (1995). Dans le Tianshan central, le Carbonifère inférieur se dépose sous la forme de conglomérats discordants, scellant ainsi la fin des déformations dans ce secteur. Dans le Tianshan nord, le volcanisme est à son paroxysme et la subduction toujours active. Un bassin intra-arc se forme au cœur de la branche orientale de l'arc, dans le secteur de Huangshan. Dans le secteur de Kelameili, l'accrétion du Junggar avec la marge sud du bloc Sibérie entraîne la formation de la suture du même nom.
- Au Carbonifère supérieur, la fin de la fermeture du bassin du Junggar entraîne l'accrétion du bloc du Junggar avec le Tianshan nord. Une déformation à vergence nord affecte les formations volcaniques dans un style proche d'une tectonique de couverture. Seul l'est du Tianshan semble avoir subi une déformation plus intense de même direction. Dans les Tianshan sud et central, des plutons recoupent les structures. La première phase décrochante dextre prend place entre le Tianshan sud et le Tianshan central il y a 290 millions d'années.
- Entre le Permien moyen et le Permien supérieur, la région n'est pas affectée par des déformations importantes. Le Permien moyen est discordant sur les volcanites du Tianshan nord dans la région de Hami. A la fin du Permien, les grandes discontinuités crustales sont reprises par une tectonique décrochante datée à 245 Ma. Ces décrochements induisent l'ouverture du bassin de Tu-Ha comme le suggèrent Allen, et al. (1995).

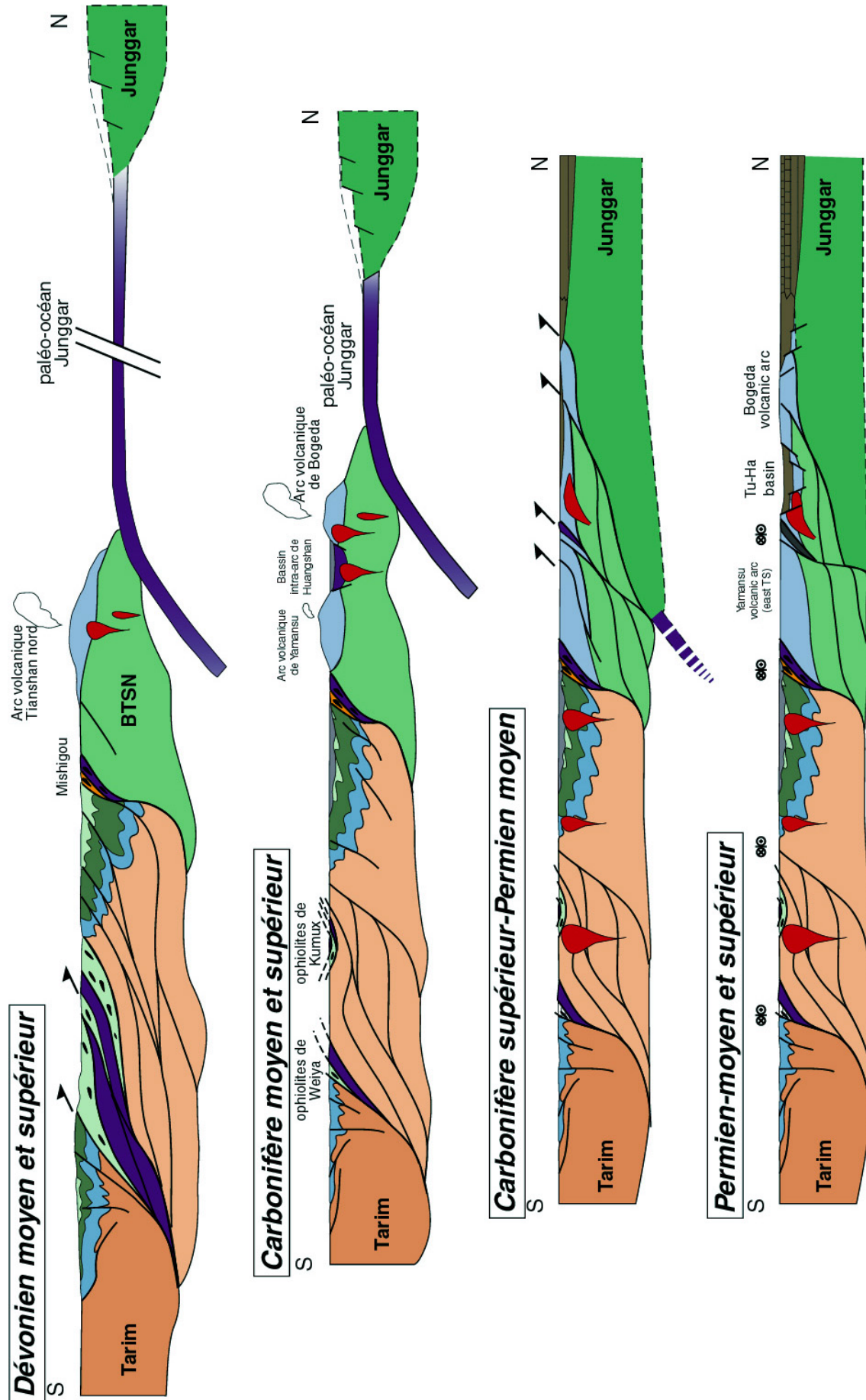


Figure V-2.B : Evolution du Tianshan entre le Dévonien moyen et le Permien supérieur

Les coupes effectuées et les études structurales menées dans le cadre de cette thèse apportent de nouvelles informations sur la cinématique des déformations qui ont structuré la moitié nord du Xinjiang au Paléozoïque. Cependant, si cette étude est axée sur l'analyse structurale des déformations, elle demande à être complétée par des datations (paléontologiques et géochronologiques) qui permettraient de préciser le calendrier des déformations et de mieux caractériser les unités tectono-stratigraphiques du Tianshan et du pourtour du Junggar.

La région est immense et les études antérieures à ce travail ne concernent généralement que des secteurs très localisés. Par exemple, la limite entre le Tianshan sud et le Tianshan central et la frontière entre le bloc du Junggar et le (ou les) blocs d'obédience Sibérie au nord-est ont besoin d'être étudiées plus en détail mais aussi à plus petite échelle. Les décrochements permien ont largement modifié la géométrie de cette région et les études présentées ici ne permettent pas toujours de discerner précisément les limites des blocs et de quantifier l'importance des mouvements horizontaux le long des accidents.

De même, le socle du Junggar mérite une attention particulière. Nous avons opté pour l'hypothèse d'un soubassement continental, mais seules les données géophysiques permettent cette supposition. Les enclaves de gneiss que nous avons observées et échantillonnées dans la région de Hami, au village de Xiaopou, peuvent provenir de ce socle. La datation de ce gneiss permettrait de lever le doute.

Enfin, il serait intéressant de pouvoir travailler le long des structures majeures dans tout le Tianshan et non uniquement aux deux extrémités de la chaîne, mais les routes sont rares et beaucoup sont fermées aux civils. Les études complémentaires futures permettant une meilleure compréhension de la géologie de cette région extraordinaire passent donc en partie par une évolution de la politique intérieure de la Chine.

Bibliographie

- Aftalion, M., Bibikova, E.V., Bowes, E.R., Hopgood, A.M. and Perchuk, L.L., 1991. Timing of Early Proterozoic collisional and extensional events in the granulite-gneiss-charnokite-granite complex, Lake Baikal, USSR: a U-Pb, Rb-Sr and Sm-Nd isotopic study. *J. of Geol.*, 99(6), 851-861.
- Aitchison, J.C. and Davis, A.M., 2001. When did the India-Asia Collision Really Happen? *Gondwana Res.*, 4(4), 560-561.
- Allen, M.B., Sengör, A.M.C. and Natal'in, B.A., 1995. Junggar, Turfan and Alakol basins as Late Permian to ?Early Triassic extensional structures in a sinistral shear zone in the Altaid orogenic collage, Central Asia. *J. Geol. Soc. London*, 152, 327-338.
- Allen, M.B., Vincent, S.J. and Wheeler, P.J., 1999. Late Cenozoic tectonics of the Kepingtage thrust zone: Interactions of the Tien Shan and Tarim basin, northwest China. *Tectonics*, 18(4), 639-654.
- Allen, M.B., Windley, B.F. and Zhang, C., 1994. Cenozoic tectonics in the Urumqi-Korla region of the Chinese Tien Shan. *Geol. Rundsch.*, 83, 406-416.
- Allen, M.B., Windley, B.F. and Zhang, C., 1992. Paleozoic collisional tectonics and magmatism of the Chinese Tianshan, central Asia. *Tectonophysics*, 220, 89-115.
- Allen, M.B., Windley, B.F., Zhang, C. and Guo, J.H., 1993. Evolution of the Turfan basin, Chinese central Asia. *Tectonics*, 12(4), 889-896.
- Allen, M.B., Windley, B.F., Zhang, C., Zhao, Z.Y. and Wang, G.R., 1991. Basin evolution within and adjacent to the Tianshan range, NW China. *J. Geol. Soc. London*, 148, 369-378.
- Allen, M.B., Zhang, C., Zhai, M.G., Saunders, A.D. and Moon, C.J., 1989. Crustal accretion and mineralization in western Junggar, Xinjiang Province, northwest China. *Trans. Instn Min. Metall.*, 98, B147-148.
- Avouac, J.P. and Tapponnier, P., 1993. Kinematic model of active deformation in Central Asia. *Geophys. Res. Lett.*, 20, 895-898.
- Avouac, J.P., Tapponnier, P., Bai, M., You, H. and Wang, G., 1993. Active thrusting and folding along the northern Tien Shan and Late Cenozoic rotation of the Tarim relative to Dzungaria and Kazakhstan. *J. Geophys. Research*, 98(B4), 6, 755-6,804.
- Bazhenov, M.L., 1996. Permo-Triassic paleomagnetism of the North Pamir: tectonic implications. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 142, 109-120.
- Bazhenov, M.L. and Burtman, V.S., 1986. Tectonics and paleomagnetism of structural arcs of the Pamir-Punjab syntaxis. *J. Geodynamics*, 5, 383-396.
- Berzin, N., Coleman, R.G., Dobretsov, N.L., Zonenshain, L.P., Xiao, X.C. and Chang, E.Z., 1994. Geodynamic map of the western part of the Paleoasian ocean. *Russ. Geol. Geophysics*, 35(7-8), 5-22.
- Brookfield, M.E., 2000. Geological development and Phanerozoic crustal accretion in the western segment of the southern Tien Shan (Kyrgyzstan, Uzbekistan and Tajikistan). *Tectonophysics*, 328, 1-14.
- Brown, D., Alvarez-Marron, J., Perez-Estaun, A., Puchkov, V. and Ayala, C., 1999. Basement influence on foreland thrust and fold belt development: an example from the southern Urals. *Tectonophysics*, 308, 459-472.
- Brown, D., Juhlin, C., Alvarez-Marron, J., Perez-Estaun, A. and Oslianski, A., 1998. Crustal-scale structure and evolution of an arc-continent collision zone in the southern Urals, Russia. *Tectonics*, 17, 158-171.

- Brunel, M., 1986. Ductile thrusting in the Himalayas: Shear sense and stretching lineations. *Tectonics*, 5, 247-256.
- Burchfiel, B.C., 1994. Latest Cenozoic rates of shortening across the margins of Tian Shan, Xinjiang, China. In: *Program, Annual Meeting, Seattle*, pp. A462.
- Burchfiel, B.C., Brown, E.T., Deng, Q.D., Feng, X.Y., Li, J., Molnar, P., Shi, J.B., Wu, Z.M. and You, H.C., 1999. Crustal shortening on the Margins of the Tien Shan, Xinjiang, China. *Int. Geol. Review*, 41, 665-700.
- Burchfiel, B.C. and Royden, L.H., 1991. Tectonics of Asia 50 years after the death of Emile Argand. *Eclogae geol. Helv.*, 84(3), 599-629.
- Burkhard, M., 1993. Calcite twins, their geometry, appearance and significance as stress-strain markers and indicators of tectonic regime: a review. *J. Str. Geol.*, 15(3-5), 351-368.
- Burtman, V.S., 2000. Cenozoic crustal shortening between the Pamir and Tien Shan and a reconstruction of the Pamir-Tien Shan transition zone for the Cretaceous and Palaeogene. *Tectonophysics*, 319, 69-92.
- Burtman, V.S. and Molnar, P., 1993. Geological and geophysical evidence for deep subduction of continental crust beneath the Pamir. *Geol. Soc. Am. Special papers*, 281, 1-76.
- Cabanis, B. and Lecolle, M., 1989. Le diagramme La/10-Y/15-Nb/8 : un outil pour la discrimination des séries volcaniques et la mise en évidence des processus de mélange et/ou de contamination crustale. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 309(II), 2023-2029.
- Cabanis, B. and Thiéblemont, D., 1988. La discrimination des tholéïtes continentales et des basaltes arrière-arc. Proposition d'un nouveau diagramme, le triangle Th-3Tb-2Ta. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 8(6), 927-935.
- Carroll, A.R., 1991. Late Palaeozoic tectonics, sedimentation, petroleum potential of the Jungga and Tarim Basins, Northwest China. Ph.D. Dissertation, Stanford University, Stanford, 405 pp.
- Carroll, A.R., Graham, S.A., Hendrix, M.S., Ying, D. and Zhou, D., 1995. Late Paleozoic tectonic amalgamation of northwestern China: Sedimentary record of the northern Tarim, northwestern Turpan, and southern Junggar Basins. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 107(5), 571-594.
- Carroll, A.R., Liang, Y.H., Graham, S.A., Xiao, X.C., Hendrix, M.S., Chu, J.C. and McKnight, C.L., 1990. Junggar basin, northwest China: trapped Late Paleozoic ocean. *Tectonophysics*, 181, 1-14.
- Casey, M., Rutter, E.H., Schmid, S.M., Siddans, A.W.B. and Whalley, J.S., 1978. Texture development in experimentally deformed calcite rocks. In: *5th Int. Conf. on textures of materials, Aachen*, pp. 231-240.
- Charvet, J., Laurent-Charvet, S. and Shu, L.S., 2000. Continental accretion in central Asia: Paleozoic geotectonic evolution of Tianshan belt, Xinjiang, NW China. In: *Chaves, 31th International Geological Congress, Rio de Janeiro, Brazil*, pp. CD-ROM.
- Che, Z.C., Jiang, K.Y., Liu, H.F. and Han, T.R., 1993. The establishment and geological significance of the Mid-Tianshan tectogenesis. *Geosciences of Xinjiang*, 4, 51-58. (in Chinese with English abstract)
- Che, Z.C., Liu, H.F. and Liu, L., 1994. *The Formation and Evolution of the central Tianshan orogenic belt*. Geological Publishing House, Beijing. 135 pp. (in Chinese)

- Chemenda, A.I., Mattauer, M., Malavieille, J. and Bokun, A., 1995. A mechanism for syncollisional deep-rock exhumation and associated normal faulting : results from physical modelling. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 132, 225-232.
- Chen, C.M., Lu, H.F., Jia, D., Cai, D.S. and Wu, S.M., 1999. Closing history of the southern Tianshan oceanic basin, western China: an oblique collisional orogeny. *Tectonophysics*, 302, 23-40.
- Chen, J., 1985, Geological map of Xinjiang Autonomous region, scale 1:2,000,000, Geological Publishing House, Beijing.
- Chen, Z. and Xu, X., 1995. Opening -closing tectonic system at the continental margin of Altay, China. In: *Selected Academic Theses of 3rd Symposium of Geology and Mineral Ressources of Xinjiang* pp. 15-27. Xinjiang People's Publishing House. (in Chinese with English abstract)
- Chen, Z.C., 1994. *Forming and evolution of the Middle Tianshan orogenic belt*. Geological Publishing House, Beijing. 85 pp.
- Chen, Z.Q. and Shi, G.R., 1999. Latest Devonian (Famennian) to Earliest Carboniferous (Tournaisian) brachiopods from the Bachu Formation of the Tarim Basin, Xinjiang Province, Northwest China. *Riv. It. Paleont. Strat.*, 105(2), 231-250.
- Cogné, J.-P., Chen, Y., Courtillot, V., Rocher, F., Wang, G., Bai, M. and You, H., 1995. A paleomagnetic study of Mesozoic sediments from the Junggar and Turfan basins, northwestern China. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 133, 353-366.
- Coleman, R.G., 1989. Continental growth of northwest China. *Tectonics*, 8(3), 621-635.
- Coleman, R.G., 1977. *Ophiolites: Ancient oceanic lithosphere?* Springer, Berlin. 229 pp.
- Cui, K., 1995. Research on the structural deformation and ductile shear zones of the western Tianshan. PhD, Nanjing University, Nanjing, 126 pp. (in Chinese)
- Cunningham, W.D., Windley, B.F., Dorjnamjaa, D., Badamgarov, J. and Saandar, M., 1996a. Late Cenozoic transpression in southwestern Mongolia and the Gobi Altai-Tien Shan connection. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 140, 67-81.
- Cunningham, W.D., Windley, B.F., Dorjnamjaa, D., Badamgarov, J. and Saandar, M., 1996b. A structural transect across the Mongolian Western Altai: Active transpressionnal mountain building in central Asia. *Tectonics*, 15(1), 142-156.
- Dehandschutter, B., Delvaux, D. and Boven, A., 1997. The Lake Teletsk tectonic depression (Altai): New kinematic data and chronological relations. *Mus. Roy. Afr. Centr., Tervuren (Belg.), Dépt. Géol. Min., Rapp. Ann. 1995 & 1996*, 147-167.
- Delvaux, D., Moeys, R., Stapel, G., Melnikov, A. and Ermikov, V., 1995. Paleostress reconstructions and geodynamics of the Baikal region, Central Asia, Part I. Palaeozoic and Mesozoic pre-rift evolution. *Tectonophysics*, 252, 61-101.
- Delvaux, D., Moeys, R., Stapel, G., Petit, C., Levi, K., Miroshnichenko, A., Ruzhich, V. and San'kov, V., 1997. Paleostress reconstructions and geodynamics of the Baikal region, Central Asia, Part 2. Cenozoic rifting. *Tectonophysics*, 282, 1-38.
- Dobretsov, N.L., Berzin, N. and Buslov, M., 1995. Opening and Tectonic Evolution of the Paleo-Asian Ocean. *Int. Geol. Review*, 37, 335-360.
- Dobretsov, N.L., Coleman, R.G., Liou, J.G. and Maruyama, S., 1987. Blueschist belts in Asia and possible periodicity of blueschist facies metamorphism. *Ophioliti*, 12, 445-456.
- Dobretsov, N.L., Konnikov, E.G. and Dobretsov, N.N., 1992. Precambrian ophiolite belts of southern Siberia, Russia and their metatageny. *Precamb. Res.*, 58, 427-446.

- Dominguez, S., Avouac, J.P., Poisson, B., Chen, Y. and Gilder, S., 2001. Estimating the amount and distribution of crustal shortening accommodated across Chinese Tien Shan. *J. Asian Earth Sci.*, 19(3A), 14.
- Echtler, H.P. and Hetzel, R., 1997. Main Uralian thrust and Main Uralian normal fault: non extensional Palaeozoic high-P rock exhumation, oblique collision, and normal faulting in the southern Urals. *Terra Nova*, 9, 158-162.
- Echtler, H.P., Stiller, M., Steinhoff, F., Krawczyk, C.M., Suleimanov, A., Spiridonov, V., Knapp, J.H., Menshikov, Y., Alvarez-Marron, J. and Yunusov, N., 1996. Preserved collisional crustal architecture of the southern Urals-Vibroseis CMP-Profiling. *Science*, 274, 224-226.
- Enkin, R., Yang, Z.Y., Chen, Y. and Courtillot, V., 1992. Paleomagnetic constraints on the geodynamic history of the Major blocks of China from the Permian to the Present. *J. Geophys. Research*, 97, 13953-13989.
- Etchecopar, A. and Vasseur, G., 1987. A 3-D kinematic model of fabric development in polycrystalline aggregates : comparisons with experimental and natural examples. *J. Str. Geol.*, 9, 705-717.
- Feng, Y., Coleman, R.G., Tilton, G. and Xiao, X., 1989. Tectonic evolution of the west Junggar region, Xinjiang, China. *Tectonics*, 8(4), 729-752.
- Gao, J., He, G.Q., Li, M.S., Xiao, X.C., Tang, Y.Q., Wang, J. and Zhao, M., 1995a. The mineralogy, petrology, metamorphic PTdt trajectory and exhumation mechanism of blueschists, south Tianshan, northwestern China. *Tectonophysics*, 250, 151-168.
- Gao, J. and Klemd, R., 2000. Eclogite Occurrences in the Southern Tianshan High-Pressure Belt, Xinjiang, Western China. *Gondwana Res.*, 3(1), 33-38.
- Gao, J., Klemd, R., Zhang, L., Wang, Z. and Xiao, X., 1999. P-T paths of high-pressure/low-temperature rocks and tectonic implications in the western Tianshan Mountains, NW China. *J. Metamorphic Geol.*, 17, 621-636.
- Gao, J., Li, M.S., Xiao, X.C., Tang, Y.Q. and He, G.Q., 1998. Paleozoic tectonic evolution of the Tianshan Orogen, northwestern China. *Tectonophysics*, 287, 213-231.
- Gao, J., Wang, Z.X., Zhang, L.F. and Shadeke, A., 1997. Formation environment of the high-pressure metamorphic rocks, western Tianshan, Xinjiang, China. *Continental Dynamics*, 2(1), 12-21.
- Gao, S., Zhang, B.R., Gu, X.M., Xie, Q.L., Gao, C.L. and Guo, X.M., 1995b. Silurian-Devonian provenance changes of South Qinling basins: implications for accretion of the Yangtze (South China) to the North China cratons. *Tectonophysics*, 250, 183-197.
- Graham, S.A., Brassell, S., Carroll, A.R., Xiao, X., Demaison, G., McKnight, C.L., Liang, Y.H., Chu, J.C. and Hendrix, M.S., 1990. Characteristics of Selected Petroleum Source Rocks, Xinjiang Uygur Autonomous Region, Northwest China. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin (AAPG Bulletin)*, 74(4), 493-512.
- Griggs, D.T., Turner, F.J. and Heard, H.C., 1960. Deformation of rocks at 500 to 800°C. *Geol. Soc. Am. Mem.*, 79, 39-105.
- Gu, L.X., Zhu, J.L., Guo, J.C., Liao, J.J., Yan, Z.F. and Yang, H., 1995. Geology and Genesis of the Mafic-Ultramafic complexes in the Huangshan-Jingerquan (HJ) Belt, East Xinjiang. *Chinese J. Geochem.*, 14(2), 97-116.
- Guo, Z.J., Ma, R.S., Guo, L.Z. and Shi, Y.S., 1993. A comparative study on three ophiolitic melange belts in Eastern Xinjiang. *Geol. Review*, 39(3), 236-247.

- Han, B.F., He, G.Q. and Wang, S.G., 1999. Postcollisional mantle-derived magmatism, underplating and implications for basement of the Junggar Basin. *Sci. China*, 42(2), 113-119.
- Han, B.F., He, G.Q. and Wang, S.G., 1998. Postcollisional Mantle-Derived Magmatism and Vertical Growth of the Continental Crust in North Xinjiang. *Geol. Review*, 44(4), 396-406. (in Chinese with English abstract)
- Han, B.F., Wang, S.G., Jahn, B.M., Hong, D.W., Kagami, H. and Sun, Y.L., 1997. Depleted-mantle source for the Ulungur River A-type granites from North Xinjiang, China: geochemistry and Nd-Sr isotopic evidence, and implications for Phanerozoic crustal growth. *Chem. Geol.*, 138, 135-159.
- He, G.Q., Han, B.F., Yue, Y.J. and Wang, J.H., 1990. Tectonic division and crustal evolution of Altay orogenic belt in China. *Geosci. Xinjiang*, 2, 9-20.
- Heizmann, J.J. and Laruelle, C., 1986. Simultaneous measurement of several X-ray pole figures. *J. Appl. Cryst.*, 19, 467-472.
- Heizmann, J.J., Laruelle, C. and Vadon, A., 1988. Utilisation d'un détecteur courbe à localisation spatiale pour la mesure simultanée de plusieurs figures de pôles par les rayons X. *Analisis*, 16(6), 334-340.
- Hendrix, M.S., Dumitru, T.A. and Graham, S.A., 1994. Late Oligocene-Early Miocene unroofing in the Chinese Tian Shan: An early effect of the India-Asia collision. *Geology*, 22, 487-490.
- Hendrix, M.S., Graham, S.A., Amory, J.Y. and Badarch, G., 1996. Noyon Uul syncline, southern Mongolia: Lower Mesozoic sedimentary record of the tectonic amalgamation of central Asia. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 108(10), 1256-1274.
- Hopson, C., Wen, J., Tilton, G., Tang, Y., Zhu, B. and Zhao, M., 1989. Paleozoic plutonism in East Junggar, Bogdashaan and Eastern Tianshan, NW China. *EOS Trans. Am. Geophys. Union*, 70, 1403-1404.
- Hsü, K.J., 1989. Origin of Sedimentary Basins of China. In: *Chinese Sedimentary Basins* (Zhu), 1, pp. 207-227. Elsevier.
- Hsü, K.J., 1988. Relic back-arc basins: Principles of recognition and possible new examples from China. In: *New Perspectives in Basin analysis* (Kleinspehn), pp. 245-263. Springer.
- Hsü, K.J., Wang, Q. and Hao, J., 1991. Geologic evolution of the Neomonides: a working hypothesis. *Eclogae geol. Helv.*, 84, 1-31.
- Hu, A., Jahn, B.M., Zhang, G., Chen, Y. and Zhang, Q., 2000. Crustal evolution and Phanerozoic crustal growth in northern Xinjiang: Nd isotopic evidence. Part I. Isotopic characterization of basement rocks. *Tectonophysics*, 328, 15-51.
- Hu, A., Zhang, G. and Zhang, Q., 1999. The basement age of Tianshan belt and the Nd isotopic constraining on crustal accretion. *Sci. China*, 20(2), 104-112.
- Huang, J.Q., Jiang, C.F. and Wang, Z.X., 1990. On the Opening-closing tectonics and accordion movement of plate in Xinjiang and adjacent regions. *Geosci. Xinjiang*, 1, 3-16. (in Chinese with English abstract)
- Irvine, T.N. and Baragar, W.R.A., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. J. Earth Sci.*, 8, 523-548.
- Jensen, L.S. and Pyke, D.R., 1982. Komatiites in the Ontario portion of the Abitibi belt. In: *Komatiites* (Arndt and Nisbet), pp. 147-157. George Allen and Unwin.

- Jiang, C.F., Feng, B., Yang, J.S., Zhu, Z., Zhao, M., Chai, Y., Shi, X. and Hu, J., 1986. An outline of the geology and tectonics of the Kunlun Mts area. *Bull. Inst. Geol. Chin. Acad. Geol. Sci.*, 2, 70-80. (in Chinese with English abstract)
- Jiang, C.F., Yang, J.S., Feng, B., Zhu, Z., Zhao, M., Chai, Y., Shi, X., Wang, H.D. and Hu, J., 1992. *Opening-closing tectonics of Kunlun Mountains*. Geological Memoirs, Geological Publishing House, Beijing. 5, 224 pp. (in Chinese with English abstract)
- Jolivet, L., 1995. *La déformation des continents*. Collection des enseignement des sciences, Hermann, Paris. 413 pp.
- Kern, H. and Wenk, H.R., 1983. Calcite texture development in experimentally induced ductile shear zones. *Contrib. Miner. Petrol.*, 83, 231-236.
- Kwon, S.T., Tilton, G.R., Coleman, R.G. and Feng, Y., 1989. Isotopic studies bearing on the tectonics of the west Junggar region, Xinjiang, China. *Tectonics*, 8(4), 719-727.
- Laurent-Charvet, S., 1998. Etude cinématique des déformations du Paléozoï que supérieur dans le Tianshan oriental, Xinjiang, Chine. D.E.A. dissertation, Université d'Orléans, Orléans, 40 pp.
- Laurent-Charvet, S., Charvet, J. and Shu, L.S., 2000. Late Palaeozoic strike-slip faults around Junggar basin, Xinjiang, NW China. In: *Chaves, 31th International Geological Congress, Rio de Janeiro, Brazil*, pp. CD-ROM.
- Laurent-Charvet, S., Charvet, J., Shu, L.S., Ma, R.S. and Lu, H.F., 2000. Accrétion continentale en Asie centro-orientale: Evolution géotectonique du Xinjiang oriental au Paléozoï que, NW Chine. In: *18ème Réunion des Sciences de la Terre, 17-20 Avril 2000, Paris, France*, 171.
- Laurent-Charvet, S., Monié, P., Charvet, J. and Shu, L.S., 2001. New kinematic and Ar-Ar data on strike-slip ductile shear zones around Junggar basin, Xinjiang, NW China. In: *EUG XI, Strasbourg, France*.
- Lehmkuhl, F., Klinge, M., Rees-Jones, J. and Rhodes, E.J., 2000. Late Quaternary aeolian sedimentation in central and south-eastern Tibet. *Quatern. Int.*, 68-71, 117-132.
- Le Maitre, R.W., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lameyre Le bas, M.J., Sabine, P.A., Schmid, R., Sorensen, H., Streckeisen, A., Woolley, A.R. and Zanettin, B., 1989. *A classification of igneous rocks and glossary of terms*. Blackwell, Oxford.
- Leake, B.E., Woolley, A.R., Arps, C.E.S., Birch, W.D., Gilbert, M.C., Grice, J.D., Hawthorne, F.C., Kato, A., Kisch, H.J., Krivovichev, V.G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J., Maresch, W.V., Nickel, E.H. and Rock, N.M.S., 1997. Nomenclature of amphiboles; Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals and Mineral Names. *Can. Mineral.*, 9(3), 623-651.
- Leblanc, M. and Nicolas, A., 1992. Les chromitites ophiolitiques. *Chron. Rech. Min.*, 507, 3-25.
- Leterrier, J., Maury, R.C., Thonon, P., Girard, D. and Marchal, M., 1982. Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleo-volcanic series. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 59, 139-154.
- Li, S.L. and Mooney, W.D., 1998. Crustal structure of China from deep seismic sounding profiles. *Tectonophysics*, 288, 105-113.
- Li, T.D. and Bespaev, H.A., 1994. Comparative study of geology and mineralization of Altai multimetal ore belt between China and Kazakhstan. In: *The office of the national key project "305" in Uygur Autonomous Region of Xinjiang and Institute of Geology (Sciences)*, 7-17.

- Li, Y.P., 1990. An apparent polar wander path from the Tarim Block, China. *Tectonophysics*, 181, 31-41.
- Li, Y.P., Li, Y.A., McWilliams, M., Sharps, R., Zhai, Y.J., Zhang, Z.K., Li, Q., Cox, A. and Gao, Z.J., 1988. Paleomagnetic results of the Devonian for the Tarim craton and its tectonic implications. *J. Changchun Univ. Earth Sci.*, 18, 447-484. (In Chinese with English abstract)
- Liang, R., 1991. The characteristics of the ophiolite sequences and its rock associations in central and eastern Inner Mongolia. In: *Pre-Jurassic Geology of Inner Mongolia, China* (Ishii, Xueya, Ichikawa and Huang), 65-84. China-Japan cooperative Research group.
- Lin, W., 2000. Etude tectonique de l'avant pays méridional de la chaîne DabieQinling (Nord du bloc de Chine du Sud). Thèse de 3ème cycle, Géologie structurale, Université d'Orléans, Orléans, 180 pp.
- Liu, B.P., Gong, Y.M., Li, X. and Yan, Y., 1990. The volcanoclastic tempestites of Devonian in the Northern Xinjiang and their significance in paleogeography. *Geosci. Xinjiang*, 1, 90-102. (in Chinese with English abstract)
- Liu, W., 2000. Two disequilibrium Quartz-feldspar 18O/16O fractionations within the Aral granitic batholith, Altay mountains of China: Evidence for occurrence of two stages of O and H isotopic exchange of heterogeneous granite system with aqueous fluids. *J. Petrology*, 41(9), 1455-1466.
- Liu, W., 1993. Whole rock isochron ages of plutons crustal movements and evolution of tectonic setting in the Altay Mts, Xinjiang. *Geosci. Xinjiang*, 2, 35-50. (in Chinese with English abstract)
- Liu, X., Fu, D., Yao, J.X., Ding, X.Z., Wang, Y., Graham, S.A., Chang, E.Z., Sobel, E.R., Wu, S.Z. and Yan, Y., 1996. Tectonic evolution of Tarim plate and surrounding areas since late Paleozoic. *Continental Dynamics*, 1(2), 110-122.
- Lu, H.F., Howell, D.G., Jia, D., Cai, D.S., Wu, S.M., Chen, C.M., Shi, Y.S., Valin, Z.C. and Guo, L., 1994. Kalpin Transpression Tectonics, Northwestern Tarim Basin, Western China. *Int. Geol. Review*, 36, 975-981.
- Ma, R.S., Shu, L.S. and Sun, J.Q., 1997. *Tectonic evolution and metallogeny of Eastern Tianshan mountains*. Geological Publishing House, Beijing. 202 pp. (in Chinese with English abstract)
- Ma, R.S., Wang, C.Y. and Ye, S.F., 1993. *Tectonic framework and crustal evolution of Eastern Tianshan mountains*. Publishing House of Nanjing University, Nanjing. 225 pp. (in Chinese)
- Ma, R.S., Ye, S.F., Wang, C.Y. and Liu, G.B., 1990. Framework and evolution in the East Tianshan Orogenic belt. *Geosci. Xinjiang*, 2, 21-36. (in Chinese with English abstract)
- Ma, X., 1987, Lithospheric dynamics map of China and adjacent seas, scale 1:4,000,000, Geological Publishing House, Beijing.
- Mattauer, M., 1986. Intracontinental subduction, crust mantle decollement and crustal stacking wedge in the Himalaya and other collision belts. *J. Geol. Soc. London*, 19, 37-50.
- Mattauer, M., Matte, P. and Olivet, J.-L., 1999. A 3D model of the India-Asia collision at plate scale. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 328, 499-508.
- Mattauer, M., Matte, P., Tapponnier, P., Lakysju, H., Xu, Z., Liu, Y. and Tang, Y., 1985. Tectonics of the Qinling belt: build-up and evolution of Eastern Asia. *Nature*, 317, 496-500.

- Matte, P., Tapponnier, P., Arnaud, N., Bourjot, L., Avouac, J.P., Vidal, P., Liu, Q., Pan, Y. and Wang, Y., 1996. Tectonics of western Tibet, between the Tarim and the Indus. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 142, 311-330.
- Mattern, F. and Schneider, W., 2000. Suturing of the Proto- and Paleo-Tethys oceans in the western Kunlun (Xinjiang, China). *J. Asian Earth Sci.*, 18, 637-650.
- McDonough, W.F., Sun, S.S., Ringwood, A.E., Jagoutz, E. and Hofmann, A.W., 1992. K, Rb and Cs in the earth and moon and the evolution of the earth's mantle. *Geochim. Cosmochim. Acta*, Ross Taylor Symposium volume.
- Melnikov, A., Delvaux, D., Travin, A., Buslov, M., Vladimirov, A., Vladimirov, V., Plotnikov, A., Berzin, N., Smirnova, L., Trefois, P. and Theunissen, K., 1997. Late Paleozoic-Early Mesozoic Sinistral Movement along the Irtysh shear zone, NE-Kazakhstan. In: *Tectonic Studies Group Annual General Meeting, 17-19 Decembre 1997, University of Durham*, No page numbering.
- Melnikov, A., Travin, A., Plotnikov, A., Smirnova, L. and Theunissen, K., 1998. Kinematics and Ar/Ar geochronology of the Irtysh Shear zone in the NE Kazakhstan. In: *Jahn and Hong, IGCP 420, Urumqi, China*, 30.
- Meng, Q.R. and Zhang, G.W., 2000. Geologic framework and tectonic evolution of the Qinling orogen, central China. *Tectonophysics*, 323, 183-196.
- Mitrokhin, D., Kazansky, A., Theunissen, K. and Berzin, N., 1997. Paleomagnetic and kinematic characteristics of the Irtysh shear zone near Predgornoye (East Kazakhstan): Preliminary results. *Mus. Roy. Afr. Centr., Tervuren (Belg.), Dépt. Géol. Min., Rapp. Ann. 1995 & 1996*, 187-201.
- Molnar, P. and Tapponnier, P., 1975. Cenozoic tectonics of Asia: Effects of a continental collision. *Science*, 189(4201), 419-426.
- Morimoto, N., Fabriés, J., Ferguson, A.K., Ginzburg, I.V., Ross, M., Seifert, F.A., Zussman, J., Aoki, K. and Gottardi, G., 1988. Nomenclature of Pyroxenes. *Bull. Mineral.*, 111, 535-550.
- Nakajima, T., Maruyama, S., Uchiumi, S., Liou, J.G., Wang, X., Xiao, X. and Graham, S.A., 1990. Evidence for late Proterozoic subduction from 700 Myr-old blueschist in China. *Nature*, 346(6281), 262-265.
- Nelson, M.R., McCaffrey, R. and Molnar, P., 1987. Source parameters for eleven earthquakes in the Tien Shan, central Asia. Determined by P and SH waveform inversion. *J. Geophys. Research*, 92(B12), 12, 629-12,648.
- Ni, J., 1978. Contemporary tectonics in the Tianshan region. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 41, 347-354.
- Ni, Y.N., Lenz, A.C. and Chen, X., 1998. Pridoli graptolites from northern Xinjiang, Northwest China. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 35, 1123-1133.
- Nicol, N., 1997. Etude structurale des minéralisations Zn-Pb du Paléozoï que du Dôme de Pierrefitte (Hautes-Pyrénées). Goniométrie de texture appliquée aux minéraux transparents et opaques. Sciences de la Terre, Université d'Orléans, Orléans, 303 pp.
- Nie, S., Yin, A., Rowley, D.B. and Jin, Y., 1994. Exhumation of the Dabieshan Ultra-High-pressure rocks and accumulation of the Songpan-Ganze flysch sequence, central China. *Geology*, 22, 999-1002.
- Nishidai, T. and Berry, J.L., 1991. Geological interpretation and hydrocarbon potential of the Turpan basin (NW China) from satellite imagery. In: *Eighth Thematic Conference on Geologic Remote sensing, Denver, USA*, 373-389.

- Owen, L.A., Windley, B.F., Cunningham, W.D., Badamgarov, J. and Dorjnamjaa, D., 1997. Quaternary alluvial fans in the Gobi of southern Mongolia: evidence for neotectonics and climate change. *J. Quatern. Sci.*, 12(3), 239-252.
- Passchier, C.W. and Trouw, R.A.J., 1996. *Microtectonics*. Springer, New York. 289 pp.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W. and Tindle, A.G., 1984. Trace elements discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrology*, 25, 956-983.
- Peng, X.L. and Zhang, G.J., 1989. Tectonic features of the Junggar Basin and Their Relationship with oil and gas distribution. In: *Chinese Sedimentary Basins* (Zhu), 1, 17-31. Elsevier.
- Ren, J.S., Niu, B.G. and Liu, Z.G., 1996. Microcontinents, soft collision and polycyclic suturing. *Continental Dynamics*, 1(1), 1-9.
- Rickwood, P.C., 1989. Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements. *Lithos*, 22, 247-263.
- Ritz, J.-F., Brown, E.T., Boursès, D.L., Philip, H., Schlupp, A., Raisbeck, G.M., Yiou, F. and Enkhtuvshin, B., 1995. Slip rates along active faults estimated with cosmic-ray-exposure dates: Application to the Bogd fault, Gobi-Altai, Mongolia. *Geology*, 23(11), 1019-1022.
- Robinson, P.T., Zhou, M.F., Hu, X.F., Reynolds, P., Wenji, B. and Yang, J.S., 1999. Geochemical constraints on the origin of the Hegenshan Ophiolite, Inner Mongolia, China. *J. Asian Earth Sci.*, 17, 423-442.
- Rundqvist, D.V. and Mitrofanov, F.P., 1993. *Precambrian geology of the USSR*. Developments in Precambrian geology, Elsevier, Amsterdam. 9, 528 pp.
- Rutter, E.H., Casey, M. and Burlini, L., 1994. Preferred crystallographic orientation development during the plastic and superplastic flow of calcite rocks. *J. Str. Geol.*, 16, 1431-1446.
- Ruzengev, C.V. and Posgelov, N.N., 1977. Tectonic in Karakorum-Caykacou, north Pamir. *Geotectonics*, 4, 68-80. (in Russian)
- Schmid, S.M., Panozzo, R. and Bauer, S., 1987. Simple shear experiments on calcite rocks: rheology and microfabric. *J. Str. Geol.*, 9(5/6), 747-778.
- Schulz, L.G., 1949a. Determination of preferred orientation of flat transmission samples using a Geiger counter X-ray spectrometer. *J. Appl. Phys.*, 20, 1033-1036.
- Schulz, L.G., 1949b. A direct method of determining preferred orientation of a flat reflection sample using a Geiger counter X-ray spectrometer. *J. Appl. Phys.*, 20, 1030-1033.
- Searle, M.P., 2001. Conference report: 15th Himalaya-Karakoram-Tibet Workshop, Chengdu, China, 21-24 April 2000. *J. Asian Earth Sci.*, 19, 547-551.
- Sengör, A.M.C., Natal'in, B.A. and Burtman, V.S., 1993. Evolution of the Altaid tectonic collage and Paleozoic crustal growth in Eurasia. *Nature*, 364, 299-307.
- Shao, J. and Tang, K., 1996. The ophiolite and the evolution of the Paleo-Mongolia ocean. In: *Study on ophiolites and geodynamics* (Zhang), 117-120. Geological Publishing House.
- Sharps, R., 1990. Paleomagnetism and tectonics of northwest China. Ph. D. dissertation, Stanford University, Stanford, Calif., 225 pp.
- Sharps, R., McWilliams, M., Li, Y.P., Cox, A., Zhang, Z.K., Zhai, Y.J., Gao, Z.J., Li, Y.G. and Li, Q., 1989. Lower Permian paleomagnetism of the Tarim block, northwestern China. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 92, 275-291.

- Shi, Y.S., Lu, H.F., Jia, D., Cai, D.S., Wu, S.M., Chen, C.M., Howell, D.G. and Valin, Z.C., 1994. Paleozoic plate tectonic evolution of Tarim and western Tianshan Regions, western China. *Int. Geol. Review*, 36, 1058-1066.
- Shi, Z.L., Huan, W.L., Wu, H. and Cao, X.L., 1975. On the intensive seismic activity in China and its relation to plate tectonics. *Am. J. Sci.*, 275A, 239-259.
- Shu, L.S., Charvet, J., Guo, L.Z., Lu, H.F. and Laurent-Charvet, S., 1999a. A large-scale dextral ductile strike-slip zone: the Aqqikkudug-Weiya zone along the northern margin of the Central Tianshan belt, Xinjiang, NW China. *Acta Geol. Sin.*, 73(2), 148-162.
- Shu, L.S., Charvet, J. and Ma, R.S., 1998. Study of a large-scale Paleozoic dextral strike-slip ductile shear zone along the northern margin of the Central Tianshan, Xinjiang. *Xinjiang Geol.*, 16(4), 326-336. (in Chinese with English abstract)
- Shu, L.S., Chen, Y., Lu, H.F., Charvet, J., Laurent-Charvet, S. and Yin, D., 2000. Paleozoic accretionary terranes in Northern Tianshan, NW China. *Chinese J. Geochem.*, 19(3), 193-202.
- Shu, L.S., Ma, R.S., Guo, L.Z. and Sun, J.Q., 1997. Research on the thrust tectonics of the Eastern Tianshan belt, Xinjiang. *Sci. Geol. Sinica*, 32(3), 337-350. (in Chinese with English abstract)
- Shu, L.S., Shi, Y.S., Lu, H.F., Charvet, J. and Laurent-Charvet, S., 1999b. Paleozoic terrane tectonics in Northern Tianshan, northwestern China. In: *Evenchick, Woodsworth and Jongens, Terrane Paths 99 Circum-Pacific Terrane Conference, Canada*, 63-65.
- Shu, L.S., Wang, C.Y. and Ma, R.S., 1996. Granulite relics and pyroxene-facies ductile deformation in the northern boundary of the Southern Tianshan. *Sci. Geol. Sinica*, 31(4), 63-71. (in Chinese with English abstract)
- Sobel, E.R., Dumitru, T.A., Hendrix, M.S., Graham, S.A. and Zhou, D., 1994. Cenozoic uplift and unroofing of the TianShan, Western China. In: *Program, Annual Meeting, Seattle*, A463.
- Suess, E., 1901. *Das Antlitz der Erde*. Tempsky, Wien. 3.
- Sun, S.S. and McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: *Magmatism in ocean basins* (Saunders and Norry), 42, 313-345. Geol. Soc. London Spec. Pub.
- Takeshita, T., Wenk, H.-R. and Lebensohn, R., 1999. Development of preferred orientation and microstructure in sheared quartzite: comparison of natural data and simulated results. *Tectonophysics*, 312, 133-155.
- Tang, K. and Zhang, Y., 1991. Tectonic evolution of Inner Mongolia suture zone. In: *The Paleo-Asian Composite megasuture*. Geological Publishing House. (in Chinese)
- Tapponnier, P. and Molnar, P., 1979. Active faulting and Cenozoic tectonics of the Tien Shan, Mongolia and Baykal regions. *J. Geophys. Research*, 84, 3425-3459.
- Tullis, J., Christie, J.M. and Griggs, D.T., 1973. Microstructures and Preferred Orientations of Experimentally Deformed Quartzites. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 84(1), 297-314.
- Turner, F.J., Griggs, D.T. and Heard, H.C., 1954. Experimental deformation of calcite crystals. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 65, 883-934.
- Volkova, N.I. and Budanov, V.I., 1999. Geochemical discrimination of metabasalt rocks of the Fan-Karategin transitional blueschist/greenschist belt, South Tianshan, Tajikistan: seamount volcanism and accretionary tectonics. *Lithos*, 47, 201-216.
- Wang, B., Lang, Z., Li, X., Qu, X., Li, T., Huang, C. and Cui, X., 1994. *Comprehensive survey of geological sections in the west Tianshan of Xinjiang, China*. Science Publishing House, Beijing, China. 202 pp.

- Wang, C., Ma, R.S. and Ye, S.F., 1990. Allochthonous terranes in eastern Tianshan, northwest China. In: *Terrane analysis of China and the Pacific rim* (Wiley, Howell and Wong), 13, 257-260. Earth Sciences Series.
- Wang, J., Deng, J., Zhang, J. and Qin, K., 1999. Massive sulphide deposits related to the volcano-passive continental margin in the Altay region. *Acta Geol. Sin.*, 73(2), 253-263.
- Wang, X.F., Metcalfe, I., Jian, P., He, L.Q. and Wang, C.S., 2000. The Jinshajiang-Ailaoshan Suture zone, China: tectonostratigraphy, age and evolution. *J. Asian Earth Sci.*, 18, 675-690.
- Wang, J.L., Wang, R.S., Zhou, D.W., Wang, Y. and Liu, Y.J., 1999a. A study of tectonites of granulite facies in Yushugou, South Tianshan, China. *Acta Petrol. Sin.*, 15(4), 539-547. (in Chinese with English abstract)
- Wang, R.S., Wang, J.L., Zhou, D.W., Wang, Y. and Liu, Y.J., 1999b. Study on Yushugou ophiolite suite modified with the metamorphism of granulite facies in Southern Tianshan. *Sci. Geol. Sinica*, 34(2), 166-176. (in Chinese with English abstract)
- Wang, R.S., Wang, Y., Li, H.M., Zhou, D.W. and Wang, J.L., 1998. Zircon U-Pb age and its geological significance of high-pressure terrane of granulite facies in Yushugou area, Southern Tianshan mountain. *Geochimica*, 27(6), 517-522. (in Chinese with English abstract)
- Wang, Z., Wu, J., Lei, X., Zhang, J. and Loiu, G., 1990. *Polycyclic tectonic evolution and metallogeny of the Tianshan Mountains*. Sciences Publishing House, Beijing. 217 pp. (in Chinese with English abstract)
- Wang, Z.G. and Zhao, Z.H., 1990. Origin and Evolution of the granitoids in Altay. *Geosci. Xinjiang*, 1, 69-77. (in Chinese with English abstract)
- Wang, R.S., Zhou, D.W., Wang, J.L., Wang, Y. and Liu, Y.J., 1999c. Variscan terrane of deep-crustal granulite facies in Yushugou area, southern Tianshan. *Sci. China*, 42(5), 482-490.
- Watson, M.P., Hayward, A.B., Parkinson, D.N. and Zhang, Z.H., 1987. Plate tectonic history, basin development and petroleum source rock deposition onshore China. *Mar. Pet. Geol.*, 4, 205-225.
- Wenk, H.R., Takeshita, T., Bechler, E., Erskine, B.G. and Matthies, S., 1987. Pure shear and simple shear calcite textures. Comparison of experimental, theoretical and natural data. *J. Str. Geol.*, 9, 731-745.
- Wenk, H.R., Takeshita, T., Van Houtte, P. and Wagner, F., 1986. Plastic anisotropy and texture development in calcite polycrystals. *J. Geophys. Research*, 91, 3861-3869.
- Wilson, M., 1989. *Igneous petrogenesis*. Unwin Hyman, London.
- Windley, B.F., Allen, M.B., Zhang, C., Zhao, Z.Y. and Wang, G.R., 1990. Paleozoic accretion and Cenozoic redeformation of the Chinese Tien Shan Range, central Asia. *Geology*, 18, 128-131.
- Wu, W., Jiang, C., Yang, F. and Li, L., 1992. The Yushugou-Tonghuashan structural mixtite in Xinjiang. *J. X'ian Coll. Geol.*, 14, 8-13. (in Chinese with English abstract)
- Xiao, X., Tang, Y.Q., Feng, Y., Zhu, B., Li, J.Y. and Zhao, M., 1992. *The tectonic evolution of North Xinjiang and its adjacent regions*. Geological Publishing House, Beijing. 190 pp.
- Xiao, X., Tang, Y.Q., Zhao, M. and Wang, J., 1994. Tectonic evolution of North Xinjiang, N. W. China: an introduction to the tectonics of the southern part of the paleo-Asia ocean. In: *29th International Geological Congress, Beijing*, 25-37.

- Xiao, X.C., Tang, Y.Q., Li, J.Y., Zhao, M., Feng, Y.M. and Zhu, B.Q., 1990. On the tectonic evolution of the northern Xinjiang, Northwest China. *Geosci. Xinjiang*, 1, 47-69. (in Chinese with English abstract)
- Xinjiang Bureau of Geology and Mineral Ressources, 1992, Geological map of Xinjiang Uygur Autonomous Region, scale 1:2,000,000, Geological Publishing House, Beijing.
- Xinjiang Bureau of Geology and Mineral Ressources, ?, Geological map of Tucileike, scale 1:200,000, Geological Publishing House, Beijing.
- Xinjiang Bureau of Geology and Mineral Ressources, 1965, Geological map of Shaquanzhi, scale 1:200,000, Geological Publishing House, Beijing.
- Xu, R.H., Schärer, U. and Allègre, C.J., 1985. Magmatism and metamorphism in the Lhasa block (Tibet): A geochronological study. *J. of Geol.*, 93, 41-57.
- Yang, H., 1988. The origin, characteristics, distribution, tectonic settings and metallogeny of granitoids in the East Tianshan. PhD, Nanjing University, Nanjing, 198 pp.
- Yang, J.J., Zhu, H., Deng, J.H., Zhou, T.Z. and Lai, S.C., 1994. Discovery of garnet-peridotite at the northern margin of the Qaidam basin and its significance. *Acta Petro. Mineral.*, 13, 97-105. (in Chinese)
- Yang, J.S., Qu, J.C., Xu, Z.Q., Chen, W. and Zhao, R.L., 1995. Qingshiquan ophiolite of East Kunlun: A lower Paleozoic suture. In: *Symposium of Uplift Deformation and Deep Structure of Northern Tibet, September 1995, Montpellier, France*, 48.
- Yang, J.S., Robinson, P.T., Jiang, C.F. and Xu, Z.Q., 1996. Ophiolites of the Kunlun Mountains, China and their tectonic implications. *Tectonophysics*, 258, 215-231.
- Yang, J.S., Xu, Z.Q., Li, H.B., Wu, C.L., Zhang, J.X. and Shi, R.d., 2000. A Caledonian convergent border along the southern margin of the Qilian terrane, NW China: Evidence from eclogite, garnet-peridotite, ophiolite, and S-type granite. *J. Geol. Soc. China*, 43(1), 142-160.
- Yang, K.H., 1996. A lithospheric boundary between Eurasia and Gondwanaland in Eastern Tethyan orogen: Implication from geochemistry of continental basalts in southwestern China. *Continental Dynamics*, 1(1), 49-55.
- Yin, A., Nie, S.Y., Harrison, T.M., Ryerson, F.J. and Tang, L.J., 1994. An estimate of Cenozoic denudation in the Chinese Tian Shan. In: *Program, Annual Meeting, Seattle*, A463.
- Yuan, X., Zho, Y. and Zhang, C., 1994. Evidences for the West China cratons and its evolution. In: *29th International Geological Congress*, 39-51.
- Zhang, C. and Zhai, M.G., 1990. Characters and Tectonic evolution of the western Junggar ophiolites in Xinjiang. *Geosci. Xinjiang*, 2, 86-98. (in Chinese with English abstract)
- Zhang, C., Zhai, M.G., Allen, M.B., Saunders, A.D., Wang, G.R. and Huang, X., 1993. Implications of Palaeozoic ophiolites from Western Junggar, NW China, for the tectonics of central Asia. *J. Geol. Soc. London*, 150, 551-561.
- Zhang, K.J., 1997. North and South China collision along the eastern and southern North China margins. *Tectonophysics*, 270, 145-156.
- Zhang, Q., Hu, A., Zhang, G., Cen, Y.B., Nie, Y. and Guo, D.Y., 1996a. Sm-Nd isochron age evidence for Precambrian metamorphic rocks from the eastern Junggar in northern Xinjiang, China. *Chinese Sci. Bull.*, 41, 1896-1899.
- Zhang, Q., Hu, A., Zhang, G., Fan, S.K., Pu, Z.P. and Li, Q.X., 1994. The isotopic geochronology evidence of existence for Mesozoic and Cenozoic magmatic movement in the northern Xinjiang, China. *Geochemica*, 23, 269-280. (in Chinese with English abstract)

- Zhang, X.B., Sui, J.X., Li, Z.C., Liu, W., Yang, X.Y. and Liu, S.S., 1996b. Study on Tectonic Evolution And Mineralization Series in the Eerqisi Tectonic Zone. 139-162. Science Press. (in Chinese)
- Zhang, Z.M., Liou, J.G. and Coleman, R.G., 1984. An outline of the plate tectonics of China. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 95, 295-312.
- Zhao, X.X., Coe, R.S., Zhou, Y.X., Wu, H.R. and Wang, J., 1990. New paleomagnetic results from northern China: collision and suturing with Siberia and Kazakhstan. *Tectonophysics*, 181, 43-81.
- Zhou, C. and Zhai, J., 1990. *The structural analysis on Tarim basin*. Sciences Publishing House, Beijing. 101 pp.
- Zhou, Z.Y. and Dean, W.T., 1996. *Phanerozoic geology of Northwest China*. Science Press, Beijing. 251 pp.
- Zorin, Y.A., 1999. Geodynamics of the western part of the Mongolia-Okhotsk collisional belt, Trans-Baikal region (Russia) and Mongolia. *Tectonophysics*, 306, 33-56.

<i>ANNEXES</i>

Annexe 4 : Rapports sur les fossiles et microfossiles de l'est Junggar

Annexe 4

Etude préliminaire des fossiles ordoviciens trouvés à Miaergou (NE Balikun)

par W.T. DEAN (Cardiff)
(traduit de l'anglais)

La diversité des spécimens est faible et ils sont mal préservés, ce qui rend les conclusions discutables. Ces échantillons incluent les groupes suivants :

- De larges fragments de trilobites asaphidés (Europe, Amérique du Nord et Asie de l'est), huit d'entre eux sont incomplets, presque tous avec un pygidium lisse (régulier) représentatif d'un type général réparti durant tout l'Ordovicien. Un seul fragment de céphalon, mais sur lequel manque la région glabellaire (la plus utile pour la classification des trilobites), comporte toutefois un reste de librigena gauche qui montre la position légèrement antérieure de l'œil, et il y a une partie d'un hypostome bifide. Les restes sont insuffisants pour une détermination générique sûre, mais certains des caractères reconnus sont trouvés dans *Isotelus*, décrit dans la région par Zhou and Dean (1996).
- Deux fragments de trilobites de la famille des dalmanitines (super famille des Phacopsidés, Europe). Un seul conserve seulement une partie de la surface de l'œil schizochroal, mais les autres montrent une portion de l'angle génal gauche, avec un œil gauche anormalement long, finissant immédiatement devant le sillon pleuroccipital, et il y a une pointe fixigénale. Les yeux relativement longs suggèrent une comparaison avec le genre *Calyptaulax* (de la sous famille des Pterygomtopinae, un genre largement répandu au Caradoc et à l'Ashgill, décrit par Zhou and Dean, 1996), mais ce dernier n'a pas d'épine fixigénale et la détermination générique est donc discutable.
- Deux types de brachiopodes sont présents. La majorité (18) sont de larges strophoménidés (Famille des strophomenidae, sous-famille des Rafinesquininae, Amérique du Nord, Europe et Asie), avec un contour sub-semicirculaire, et bien que mal préservés, ils peuvent généralement être comparés au genre *Rafinesquina*, largement répandu à l'Ordovicien moyen, spécialement au Caradoc ; quelques spécimens montrent les traces d'une large nervure médiane, comme sur le genre caradocien *Kjaerina* (Angleterre essentiellement), mais ceci peut être dû à la déformation des spécimens. Une seule valve d'un petit strophoménidé ayant une large crête médiane est d'un type très répandu de l'Ordovicien moyen à supérieur.
- D'autres spécimens incluent un seul moule externe d'un possible nautiloïde orthocône (appelé *Orthoceras*) mais il manque des détails permettant la détermination. Un petit nombre de morceaux de pelmatozoaires (Echinodermes) n'apporte aucune précision sur l'âge.

Conclusion :

Les spécimens sont mal conservés et aucun ne peut être déterminé avec précision. Toutefois, quelques commentaires généraux peuvent être faits, et un âge **ordovicien moyen à supérieur** peut être avancé sur la base des fragments incomplets de trilobites qui peuvent être rapprochés d'*Isotelus* et *Calyptaulax*. Les brachiopodes strophoménidés sont peu intéressants, mais certains suggèrent un âge **Caradoc**.

Voir aussi :

Dechaseaux, C., Waterlot, G., Hupé, P., Grekoff, N., Termier, H., Termier, G., Roger, J., Laurentiaux, D., Cuénot, L., Bergounioux, F.-M., Piveteau, J., Ubaghs, G. and Deflandre-Rigaud, M., 1953. *Les formes ultimes d'invertébrés, morphologie et évolution: Onychophores, Arthropodes, Echinodermes, Stomocordés*. Piveteau, Traité de Paléontologie, Masson et Cie, Editeurs, Paris. 3, 1063 pp.

Roger, J., Dechaseaux, C., Lucas, G., Termier, H., Termier, G., Basse, E. and Delépine, G., 1952. *Problèmes d'adaptation et de phylogénèse : Brachiopodes, Chétognathes, Annélidés, Géphyriens, Mollusques*. Piveteau, Traité de Paléontologie, Masson et Cie, Editeurs, Paris. 2, 790 pp.

Zhou, Z.Y. and Dean, W.T., 1996. *Phanerozoic geology of Northwest China*. Science Press, Beijing. 251 pp.

Annexe 4

Extrait du rapport sur les radiolaires trouvés dans les cherts du mélange de Nanmingshui (Kelameili)

par Martial CARIDROIT (Université de Lille)

«[...] Deux formes retiennent mon attention :

Fig. 7-8 : probablement *Paleoscenidium cladophorum* Deflandre dont la répartition est Dévonien supérieur à Tournaisien inclus.

Fig. 11-15 : probablement *Entactinosphaera palimbola* Foreman dont la répartition est Dévonien sup. à Viséen.

Les autres formes n'ont, pour moi, aucun intérêt stratigraphique (sauf peut-être les figures 16 et 17 qui pourraient être ??? *Trianosphaera sicarius* Deflandre (Famenien sup. à Viséen).

En fait, en Chine, [...] les critères de définition sont très différents d'un auteur à l'autre et très différents de ceux utilisés en Europe.

En conclusion, l'âge que je peux fournir [...] est **Frasnien à Tournaisien** inclus (plutôt Tournaisien ?) et cela basé sur des répartitions observées en Europe ou en Thaïlande où la stratigraphie est beaucoup mieux établie qu'en Chine.»

Annexe 5 : Résumés des communications orales

Charvet, J., Laurent-Charvet, S., Shu, L.S. and Ma, R.S., 2001. *Gondwana Res.*, 4(4), 590-592.

Paleozoic Continental Accretions in Central Asia around Junggar Block: New Structural and Geochronological Data

1. Introduction

During Paleozoic, several continental accretions to the southern margin of Eurasia of continental blocks, arcs and accretionary complexes formed the huge orogenic collage named the Altaids (Sengör et al., 1993; Natal'in and Sengör, 1994). Xinjiang, in NW China, surrounded by Kazakhstan, Siberia and Mongolia (Figure 1), is a key region for the understanding of the Paleozoic history of Central Asia. Eastern Junggar block is bordered by Tianshan orogenic belt to the south and Kelameili mountains to the north-east (Figure 1a). Tianshan range, resulting of two accretional stages (Berzin et al., 1994; Coleman, 1989; Ma et al., 1990; Windley et al., 1990), is formed of a passive margin to the south accreted to a northern continent-based Ordovician arc along the South Tianshan Suture zone. The North Tianshan Suture makes the boundary between this Early Paleozoic arc and the Carboniferous calc-alkaline volcanic series of North Tianshan (Shu et al., 1999). Finally, the north-eastern Kelameili suture zone separates the Junggar block and the Mongolian folded belt.

New structural and chronological data on the Paleozoic suture zones around Junggar basin help to better understand the controversial kinematic and chronology of these Paleozoic continental accretions in Xinjiang and in a larger scale in Central Asia.

2. The eastern Tianshan: a northward Paleozoic accretion.

Two cross-sections were made in order to study the Paleozoic accretional events in eastern Tianshan. The first area, where ophiolitic nappes occur as kilometric bodies, is located near Kumux (Figure 1b). Two main units are exposed. The lower one is composed of carbonate, conglomerate and limestone olistoliths in a greenschist schistosed matrix. The upper one contains many mafic and ultramafic blocks in a serpentinitic and greenschist mélange. In Yushugou cross-section, the mélange has a sole thrust of amphibolites and granulites (Shu et al., 1996). Rocks are affected by a folded foliation S1 which carries a steeply dipping stretching lineation. Geometry of structures and kinematic criteria indicate a northward deformation inducing formation of several nappes and slices. In the northern part of the mélange, thrust and foliation are south dipping whereas in the south-eastern border, same structures have a northern dip. Criteria indicate in both cases a northward motion of the upper block. This leads to the assumption of northward structured allochthonous sheets of ophiolitic mélange. Gao et al. (1995) dated some UHP blocks in west Tianshan at 345 ± 4 Ma by Ar/Ar method on phengite and other authors found ages between 410 and 430 Ma (Dobretsov et al., 1987; Hao and Liou, 1993). These nappes came from the South Tianshan suture zone between Tarim and South Tianshan and were studied in Weiya area, in eastern Tianshan (Figure 1a). In this section, the Tarim platform-type carbonates are thrust upon the ophiolitic mélange composed of mafic, ultramafic, siliceous and limestones blocks in a serpentinitic matrix. Some mafic granulitic rocks were observed in the mélange and in a post-tectonic granite near the suture. Structures and microstructures indicate a northward vergence like in Kumux area.

New Sm/Nd and Ar/Ar datings were carried out on the granulitic mafic blocks in Weiya area, along South Tianshan suture zone. Total rock dating by Sm/Nd method gave isochron ages between 761 ± 23 Ma and 510 ± 11.3 Ma. The Ar/Ar age obtained on hornblende

in a granulite gave a plateau age of 432 ± 0.42 Ma, this age maybe represents the retrograde metamorphic age of those granulites. Ma et al. (1993) dated the schistosed matrix of the mélange as Silurian. We believe that the obduction of the South Tianshan paleo-ocean started during Early Silurian times and that northward deformation, inducing nappes structuration and exhumation by isostatic adjustment, continued until Middle Devonian.

3. The north Junggar Kelameili mountains: a Late Devonian to Middle Carboniferous south-verging suture zone.

Junggar basin is limited to the north-east by the Kelameili ophiolitic belt. Several cross-sections were carried out in the area. The ophiolitic mélange is composed of mafic, ultramafic, chert and few limestones blocks within a tuffaceous schistosed matrix. Ultramafic-mafic blocks are of peridotite, gabbro, serpentinite and basalte. Near Nanmingshui (Figure 1d), the mélange is structured in nappes by southward thrusts which were folded and finally reworked as normal ductile faults. Nappes overthrust southern flyschs of discussed age and are overthrust by Siberian type flyschs to the north.

Cherts within the mélange display radiolarian fossils which indicate a Frasnian to Tournaisian age for those rocks. Fossils are *Paeloscenidium cladophorum* Deflandre (Upper Devonian to Tournaisian), *Entactinosphaera palimbola* Foreman (Upper Devonian to Visean) and maybe *Trianosphaera sicarius* Deflandre (Upper famenian to Visean).

Thus, the mélange may have an age ranging between Early and Middle Carboniferous and was probably structured by a southward deformation during this time. A late normal deformation led to the formation of normal faults reworking former structures.

4. Discussion on the eastern Junggar geodynamic history

In Xinjiang province, eastern Tianshan suffered two main stages of northward deformation according to our new structural, chronological and field work data. First, the subduction of the North Tianshan oceanic crust under Ordovician Central Tianshan arc led to the accretion of Junggar type North Tianshan block, during Ordovician to Middle Silurian. This collision was responsible for the Early Silurian starting closure of the South Tianshan paleo-ocean. Accretion of Tarim to Central Tianshan continued until Devonian and induced the formation of large thrusts and nappes of ophiolitic mélanges and gneiss in the present South Tianshan unit.. Later, The Carboniferous volcanic arc on North Tianshan block, with a supposed continental basement, was formed during the subduction of the huge Junggar paleo-ocean from Late Devonian to Late Carboniferous. Cross-sections carried out in Bogeda arc show that calc-alkaline volcanic rocks are affected by a northward deformation, characterised by north-verging overturned folds and south dipping ductile-brittle thrusts in a low greenschist facies metamorphism in an upper structural level (Figure 1c). During Carboniferous, the north-eastern margin of Junggar block collided with Siberian-Outer Mongolian block inducing a southward structuration along the suture zone. Relics of the older oceanic crust were hauled on Junggar flyschs (Figure 1d). Undeformed Middle Permian sandstones lie unconformably on the schistosed Carboniferous volcanics and indicate the end of accretional events in eastern Xinjiang. Finally, the whole region was affected by two stages of Late Permian strike-slip shearing reworking former thrust structures (Laurent-Charvet et al., 2000).

References

- Berzin, N., Coleman, R.G., Dobretsov, N.L., Zonenshain, L.P., Xiao, X.C. and Chang, E.Z. (1994) Geodynamic map of the western part of the Paleasian ocean. *Russ. Geol. Geophysics*, v.35(7-8), pp. 5-22.
- Coleman, R.G. (1989) Continental growth of northwest China. *Tectonics*, v.8(3), pp. 621-635.
- Dobretsov, N.L., Coleman, R.G., Liou, J.G. and Maruyama, S. (1987) Blueschist belts in Asia and possible periodicity of blueschist facies metamorphism. *Ophioliti*, v.12, pp. 445-456.
- Gao, J., He, G.Q., Li, M.S., Xiao, X.C., Tang, Y.Q., Wang, J. and Zhao, M. (1995) The mineralogy, petrology, metamorphic P-T-t trajectory and exhumation mechanism of blueschists, south Tianshan, northwestern China. *Tectonophysics*, v.250, pp. 151-168.
- Hao, J. and Liou, X. (1993) Ophiolite melange time and tectonic evolution model in the South Tianshan area. *Sci. Geol. Sinica*, v.28, pp. 93-95.
- Laurent-Charvet, S., Charvet, J. and Shu, L.S. (2000) Late Palaeozoic strike-slip faults around Junggar basin, Xinjiang, NW China. In: Chaves, H. (Ed.) 31th Inter. Geol. Cong., Rio de Janeiro, CD-ROM.
- Ma, R.S., Wang, C.Y. and Ye, S.F. (1993) Tectonic framework and crustal evolution of Eastern Tianshan mountains. Publishing House of Nanjing University, Nanjing. 225 p. (in Chinese)
- Ma, R.S., Ye, S.F., Wang, C.Y. and Liu, G.B. (1990) Framework and evolution in the East Tianshan Orogenic belt. *Geosci. Xinjiang*, v.2, pp.21-36. (in Chinese with English abstract)
- Natal'in, B.A. and Sengör, A.M.C. (1994) The tectonic setting of the Tien Shan within the Altaid orogenic belt. In: *Geol. Soc. Am. Abst. Program, Annual Meeting, Seattle*, pp. A464.
- Sengör, A.M.C., Natal'in, B.A. and Burtman, V.S. (1993) Evolution of the Altaid tectonic collage and Paleozoic crustal growth in Eurasia. *Nature*, v.364, pp. 299-307.
- Shu, L.S., Shi, Y.S., Lu, H.F., Charvet, J. and Laurent-Charvet, S. (1999) Paleozoic terrane tectonics in Northern Tianshan, northwestern China. In: Evenchick, C.A. et al. (Eds) *Terrane Paths 99 Circum-Pacific Terrane Conf.*, Canada, pp. 63-65.
- Shu, L.S., Wang, C.Y. and Ma, R.S. (1996) Granulite relics and pyroxene-facies ductile deformation in the northern boundary of the Southern Tianshan. *Sci. Geol. Sinica*, v.31(4), pp. 63-71. (in Chinese with English abstract)
- Windley, B.F., Allen, M.B., Zhang, C., Zhao, Z.Y. and Wang, G.R. (1990) Paleozoic accretion and Cenozoic redeformation of the Chinese Tien Shan Range, central Asia. *Geology*, v.18, pp.128-131.

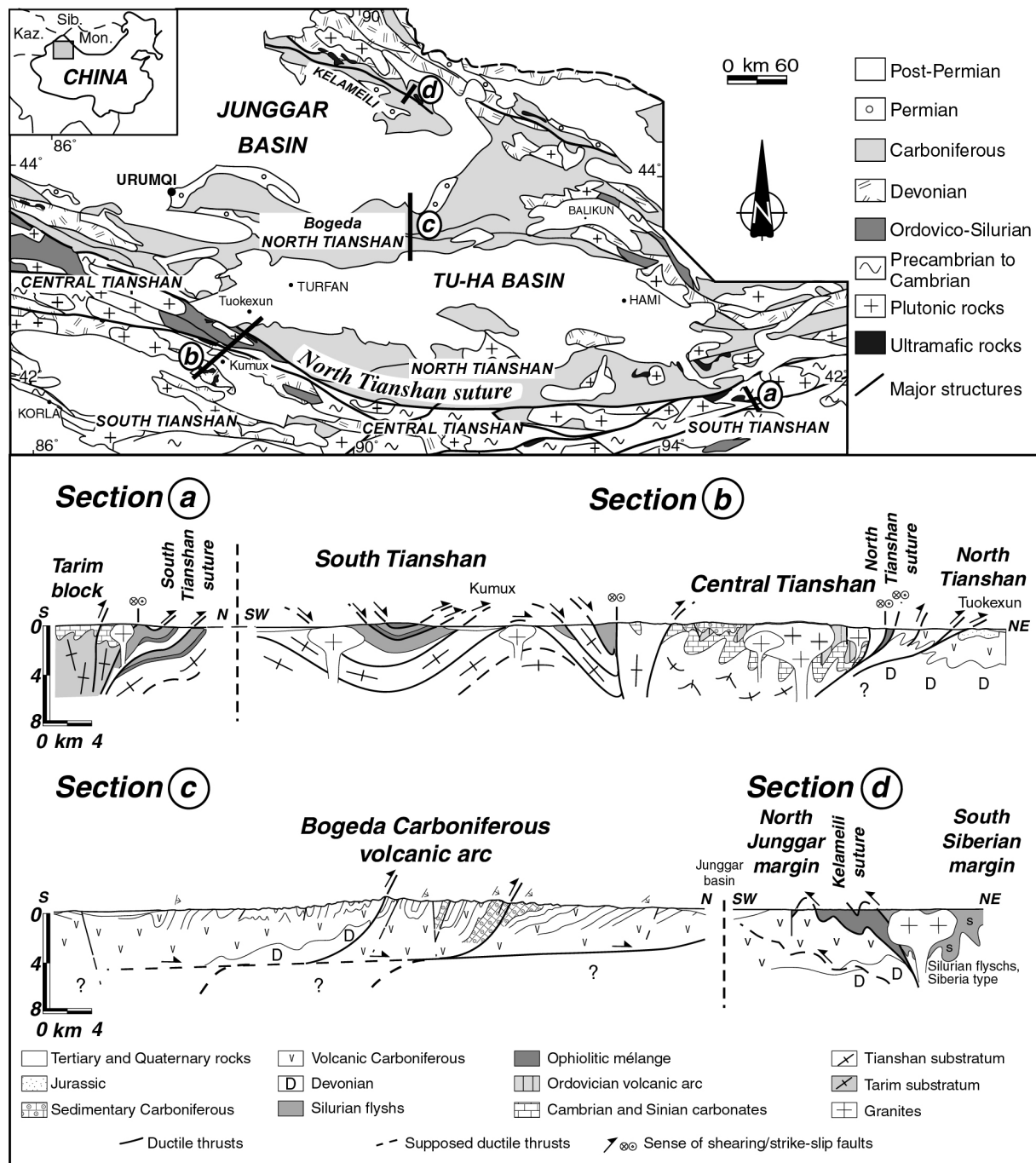


Figure 1: Synthetic geological map of Eastern Junggar and Eastern Tianshan and schematic cross-section of Tianshan range. Modified from Geological map of Xinjiang Uygur Autonomous Region, scale 1:2,000,000 (X.B.G.M.R., 1992) and 1:200,000 scale Landsat TM scenes. “a”: Schematic cross-section in Hongliuhe-Weyia area, South Tianshan; “b”: Schematic cross-section in Tuokexun-Kumux area, South and Central Tianshan; “c”: Schematic cross-section in Mulei area, Bogeda mountains; “d”: Schematic cross-section in Nanmingshui area, Kelameili mountains.

Laurent-Charvet, S., Monié, P., Charvet, J. and Shu, L.S., 2001. *EUG XI, Strasbourg, France*, CD-Rom.

New Kinematic and Ar-Ar Data on Strike-Slip Ductile Shear Zones around Junggar Basin, Xinjiang, NW China

Sébastien Laurent-Charvet

(sebastien.laurent-charvet@univ-orleans.fr)¹,

Patrick Monié (monie@dstu.univ-montp2.fr)²,

Jacques Charvet (jacques.charvet@univ-orleans.fr)¹

& **LiangShu Shu** (guosp@nju.edu.cn)³

¹ ISTO Bâtiment Géosciences, BP 6759 Université d'Orléans, 45067 Orléans cedex 02, France

² Laboratoire de Géophysique, Tectonique et Sedimentologie., UMR 5573, USTL. Pl. E.Bataillon, 34095 Montpellier Cedex, France

³ Dept of Earth Sciences, Nanjing University, 210093 Nanjing, P.R. China

The Xinjiang is a key region for the geological understanding of central Asia. This area was mainly built during Palaeozoic accretion events and underwent subsequent strike-slip shearings. Structural studies and new Ar/Ar dating in the Tianshan and in the Chinese Altaï mountains provide new information about Late Palaeozoic and Early Mesozoic strike-slip tectonic events. In the Tianshan, the main east-west ductile shear zones are dextral, as indicated by field evidence and quartz c-axis analysis in the central and east part of the orogen. It is associated with an eastward decreasing greenschist metamorphism as indicated by biotite recrystallization and typical quartz microfabric. Ar/Ar dating of biotite give an age of 250-245 Ma for this regional dextral shearing. Relics (few kinematic indicators, quartz c-axis LPO patterns showing high to medium temperature conditions) of an earlier sinistral N80 trending motion were locally recognised in eastern Tianshan. In the western part of the orogen, this stage is contemporaneous with a N110 trending dextral strike-slip shearing dated at 290 Ma by Ar/Ar on biotite. In the spur of Altaï mountains, the north-eastern border of the Junggar basin is formed of several major ductile shear zones trending NW-SE. An earlier sinistral motion occurred in the Erqishi zone which is the Chinese extension of the Early Permian sinistral shear zone of Irtysh in Kazakhstan. Mylonitized volcano-clastic

rocks with sinistral σ and δ -type porphyroclasts underline this strike-slip shear zone. A regional dextral shearing overprinted this earlier tectonic activity. New Ar/Ar dating indicate a complex cooling history related to this succession of sinistral and dextral shearing episodes. As in Kazakhstan (Melnikov et al., 1998), the first event occurred at about 280-290 Ma (Ar/Ar on biotites). Subsequent dextral shearing lead to the north-westward exhumation of a complex folded metamorphic zone affected by a north-westward shearing with development of NW-SE A-type folds and L-type tectonics. Ar/Ar datings on amphiboles and biotites from this zone give ages of 250-240 Ma related to its north-westward motion controlled by dextral strike-slip shearing. Those results are consistent with recent paleomagnetic reconstruction (Enkin, et al., 1992; Li, et al., 1991; Zhao, et al., 1990). Relative rotations of Tarim and Junggar blocks and the north-westward collision of Mongolia with Siberia induced several strike-slip motions in the area which divided up central Asia during the Palaeozoic-Mesozoic transition.

Enkin R, Yang ZY, Chen Y & Courtillot V, *J. Geophys. Research*, **97**, 13953-13989, (1992).

Melnikov A, Travin A, Plotnikov A, Smirnova L & Theunissen K, *IGCP 420 abstracts of the first workshop*, 30, (1998).

Li YP, Sharps R, McWilliams M, Li YG, Li Q & Zhang W, *J. Geophys. Research*, **96(B10)**, 16047-16060, (1991).

Zhao XX, Coe RS, Zhou YX, Wu HR & Wang J, *Tectonophysics*, **181**, 43-81, (1990).

Charvet, J., Laurent-Charvet, S. and Shu, L.S., 2000. In: *Chaves, 31th International Geological Congress, Rio de Janeiro, Brazil*, CD-ROM.

**Continental accretion in Central Asia: Paleozoic
geotectonic evolution of Tianshan belt, Xinjiang, NW
China.**

The Tianshan belt played an important role in the Paleozoic construction of Central Asia, as it represents the welding zone between the Tarim and Junggar blocks. It was built by two main tectonic events, namely the late Early Paleozoic collision and the Late Paleozoic one.

Regarding the first event, new structural data, including kinematic analysis, allow us to better constrain any model of geodynamic evolution. In the Southern and Central Tianshan, are exposed, from south to north: 1) The Tarim platform; 2) A suture zone marked by ophiolitic melange and HP metamorphic rocks; 3) A continent-based Ordovician-Silurian island arc in Central Tianshan; 4) Relics of a second ophiolitic zone at the northern border of Central Tianshan. Macro and microstructures indicate that the first and major deformation was a large scale northward ductile thrusting, around 400Ma. Tarim-derived olistoliths in the Silurian flysch lead also to consider the Tarim block as the upper plate. The geotectonic model involves a southward subduction beneath the Central Tianshan island arc and the South Tianshan back-arc basin, followed by the collision-accretion of the arc and likely the small Tu-Ha continental blocks against Tarim before deposition of Lower Carboniferous molasse.

The second event was also likely characterised by northward thrusting, due to the accretion of the Carboniferous Bogeda continent-based island-arc (North Tianshan) as a piece of the final collision between Tarim and Siberia.

Later, the original structures were cut by large east-west trending dextral strike-slip shear zones, active during Late Carboniferous to Early Permian.

Laurent-Charvet, S., Charvet, J. and Shu, L.S., 2000. In: *Chaves, 31th International Geological Congress, Rio de Janeiro, Brazil*, CD-ROM.

Late Palaeozoic strike-slip faults around Junggar basin, Xinjiang, NW China.

The north Xinjiang is a key region for the geological understanding of central Asia. This area was mainly built during Palaeozoic accretion events and underwent subsequent strike-slip faulting.

Our structural studies in the Tianshan and in the Altaï mountains provide new information about Late Palaeozoic and Early Mesozoic strike-slip tectonics events.

In the Tianshan, the main east-west ductile shear zones are dextral, as indicated by field evidence and quartz c-axis analysis in the central and east part of the orogen. This dextral deformation occurred in an eastward decreasing greenschist metamorphic gradient as indicated by biotite recrystallization and typical quartz microfabric. Few kinematics indicators show that an earlier sinistral movement might have affected the eastern Tianshan. Undeformed Mid Permian sandstones overlie unconformably the shear zones.

In the spur of Altaï mountains, the north-eastern margin of the Junggar basin is formed of two major ductile shear zones trending NW-SE. First, the Erqishi zone is the Chinese extension of the Late Palaeozoic Kazakhstan sinistral shear zone of Irtysh. Mylonitized volcano-clastic rocks with sinistral σ and δ -type porphyroclasts illustrate this strike-slip shear zone. Second, the north-west area of Fuyun is a complex folded ductile shear zone which shows a sinistral deformation in amphibolite facies. This zone, composed of orthogneisses, amphibolites and meta-tuffs, could be a north-westward thrust zone (some foliation with south-east low dip were observed) with development of NW-SE A-type folds and L-type tectonics.

Those results help to understand how the central Asia was divided by late strike-slip fault during the Palaeozoic-Mesozoic transition.

Laurent-Charvet, S., Charvet, J., Shu, L.S., Ma, R.S. and Lu, H.F., 2000. *18ème Réunion des Sciences de la Terre, 17-20 Avril 2000, Paris, France*, pp. 171.

Accrétion continentale en Asie centro-orientale : Evolution géotectonique du Xinjiang oriental au Paléozoïque, NW Chine

La région est du Tianshan a joué un rôle important dans la construction paléozoïque de l'Asie centrale. La géologie paléozoïque de cette région est issue de plusieurs événements tectoniques majeurs : deux au Paléozoïque inférieur, une collision à la fin du Paléozoïque et un découpage fini-carbonifère par de grands décrochements.

Au Paléozoïque inférieur, la collision entre le bloc du Tarim et le Tianshan central est caractérisée par une zone de suture comprenant un mélange ophiolitique et des roches métamorphiques HP, par un arc volcanique ordovico-silurien et par un grand chevauchement ductile à vergence nord datant d'environ 400Ma.

Une autre collision, entre le Junggar et la Sibérie, semble avoir eu lieu au Paléozoïque inférieur. Les mélanges ophiolitiques d'Aermentai et Kelameili seraient les reliques de cette suture. Elles présentent deux unités à blocs divers (basaltes, gabbros, ultrabasites), et les macro-structures et les rares microstructures semblent indiquer une mise en place vers le sud.

L'événement carbonifère, qui conclut les phénomènes de collision-accrétion, est caractérisé par des chevauchements à vergence nord, issus de l'accrétion de l'arc insulaire carbonifère de Bogeda-Harlik (Tianshan nord) au Tianshan central.

Le modèle géotectonique fait donc intervenir deux subductions au Paléozoïque inférieur : vers le sud sous l'arc du Tianshan central et le bassin-arrière arc du Tianshan sud, et vers le nord sous la Sibérie. Suit l'accrétion du Tianshan central et du micro-craton de Tu-Ha. Les molasses carbonifères scellent ces événements. Le Tianshan nord vient ensuite s'accréter au Tianshan central.

A la transition Carbonifère-Permien, un ajustement intracontinental tardi-collisionnel s'opère à l'aide de grands décrochements ductiles régionaux qui reprennent les structures chevauchantes préexistantes.